



TITLE:

積雲の雲物理的構造解析を基礎にした洪水制御支援環境の開発に関する研究(Dissertation_全文)

AUTHOR(S):

大石, 哲

CITATION:

大石, 哲. 積雲の雲物理的構造解析を基礎にした洪水制御支援環境の開発に関する研究. 京都大学, 1998, 博士(工学)

ISSUE DATE:

1998-01-23

URL:

<https://doi.org/10.11501/3133255>

RIGHT:

積雲の雲物理的構造解析を基礎にした 洪水制御支援環境の開発に関する研究

平成9年11月

大 石 哲

積雲の雲物理的構造解析を基礎にした
洪水制御支援環境の開発に関する研究

平成9年11月

大 石 哲

目 次

緒 論	1
第 1 章 地形性局地豪雨の雲物理的構造解析	15
1. 短時間豪雨予測における積雲の雲物理的構造解析の重要性	19
2. 雲物理的構造解析のための積雲モデルの概要	21
2.1. 詳細な雲の微物理過程を考慮した雲物理モデルの概要	21
2.1.1. 降水粒子	21
2.1.2. 凝結過程	21
2.1.3. 衝突併合過程 (Coalescence, Aggregation)	23
2.1.4. 凍結・着氷過程 (Freezing・Riming)	23
2.1.5. 融解過程 (Melting)	24
2.2. 地形の影響を考慮した力学モデルの概要	24
2.2.1. 直交座標系の方程式	25
2.2.2. 一般化座標系の方程式	27
2.2.3. 境界条件と数値解法	28
3. 雲物理を考慮した積雲の発達過程に与える地形性鉛直風の影響解析	31
3.1. 目的	31
3.2. 計算条件	31
3.3. 計算結果と考察	33
3.3.1. 図の見方	33
3.3.2. 積雲のライフサイクル	33
3.3.3. 考察	34
4. 仮想的な地形を導入した雲物理モデルによる地形性局地豪雨の構造解析	41
4.1. 目的	41
4.2. 計算条件	41
4.3. 雲底高度より低い山が局地降雨に与える影響に関する雲物理的考察	43
4.4. 雲底高度より高い山が局地降雨に与える影響に関する雲物理的考察	46
4.5. 風の鉛直シアが局地降雨に与える影響に関する雲物理的考察	48
4.6. 仮想地形が積雲の発達過程に与える影響についての考察のまとめ	56
5. 観測と数値計算による梅雨前線帯豪雨に与える地形の影響に関する考察	59
5.1. 目的	59
5.2. 観測の概要と計算条件	59
5.2.1. 観測の概要	59

5.2.2.	地形の導入	60
5.2.3.	気温・湿度プロファイルの設定	60
5.2.4.	初期風の設定	65
5.3.	梅雨前線帯降雨の雲物理的構造	65
5.4.	考察	73
5.4.1.	大気プロファイルが降水過程に及ぼす影響に関する考察	73
5.4.2.	降水に地形の影響による下降流が与える影響に関する考察	75
5.4.3.	考察のまとめ	75
6.	結語	77
第 2 章 豪雨の雲物理的構造解析の可能最大降水量推定、水蒸気量推定への応用		81
1.	可能最大降水量 (PMP) 推定のための雲物理手法の適用	85
1.1.	短時間豪雨をもたらす洪水に対する計画論的制御方法	85
1.1.1.	研究の背景	85
1.1.2.	PMP 推定手法の概説	85
1.1.3.	従来の PMP 推定手法	86
1.1.4.	日本における統計学的手法による PMP 推定手法	88
1.1.5.	従来の PMP 推定手法における問題点	88
1.1.6.	PMP 推定手法改善の方向性	89
1.2.	狭域・短時間の PMP 推定手法	89
1.2.1.	狭域・短時間の豪雨	89
1.2.2.	数値気象モデルの選択	90
1.2.3.	1 次元積雲対流モデルの概要	90
1.2.4.	積雲成長プロセスの分割	94
1.2.5.	狭域・短時間の PMP 推定手法	95
1.3.	都市域における狭域・短時間の PMP 推定	101
1.3.1.	散布図および包絡線を得るための計算	101
1.3.2.	都市域において観測される気象要素	108
1.3.3.	近畿地方の各都市における狭域・短時間の PMP 推定	109
1.3.4.	PMP を与えた場合の確率雨量の算定	110
1.4.	PMP 推定手法のスケールアップに関する考察	112
2.	GPS を用いた積雲スケールの水蒸気擾乱抽出手法に関する数値実験的研究	115
2.1.	GPS を用いた水蒸気観測の必要性	115
2.2.	GPS システムの概要	116
2.2.1.	GPS 測位の原理	116
2.2.2.	日本における GPS 観測網	117

2.2.3.	大気遅延量の基礎式	117
2.2.4.	マッピング関数を用いた大気遅延量の除去	118
2.3.	積雲スケールの水蒸気擾乱とその原因	119
2.4.	上空の水蒸気擾乱抽出手法とその適用	122
2.4.1.	上空の水蒸気擾乱の高度および水平距離の推定手法とその適用	122
2.4.2.	超高密度 GPS 観測網を用いた場合の水蒸気擾乱の原因の推定	125
3.	結語	127
第 3 章	情報工学的推論手法による短時間豪雨予測手法の開発	131
1.	短時間豪雨予測手法に対する情報工学的推論手法の役割	135
1.1.	洪水制御支援の立場からの短時間豪雨予測手法に対する要請	135
2.	主要な情報工学的推論手法の概要	139
2.1.	定性推論の理論	140
2.2.	定性推論を用いた流出予測手法	140
2.3.	流出予測手法の適用と定性的な短時間降雨予測手法の支援可能性	141
3.	定性推論を用いた水平風・鉛直風の挙動推論	145
3.1.	推論手法	145
3.2.	推論の例	146
4.	情報工学的推論手法を用いた短時間降雨予測手法とその適用	149
4.1.	予測手法の全体像	149
4.2.	大気の高度分類と雲のクラス	149
4.3.	メソスケール大気診断システム	152
4.3.1.	メソスケール大気安定度診断	152
4.3.2.	メソスケール水平風/鉛直風分布診断	152
4.3.3.	メソスケール水蒸気分布診断	153
4.3.4.	メソスケール積雲分布診断	153
4.4.	定性積雲モデル	153
4.4.1.	1次元のプロトタイプモデル	153
4.4.2.	3次元定性積雲モデル	156
4.5.	積雲の発達過程の推論と考察	156
4.5.1.	適応事例 1	156
4.5.2.	適応事例 2	165
4.6.	長時間予測のための機能	165
4.7.	数値計算による短時間降雨予測手法との比較に関する考察	168

5. 結語	171
結 論	173
A. 地形の影響を考慮した力学モデルの詳細	177
A.1. ヤコビアン	177
A.2. 計量テンソル	178
A.2.1. 反変成分	178
A.2.2. 共変成分	178
A.3. 第2種クリストッフエル記号	179
A.4. 運動方程式	179
A.4.1. 変換後の運動方程式 ($i = 1$)	179
A.4.2. 変換後の運動方程式 ($i = 3$)	180
A.4.3. 拡散項	180
A.5. 気圧の式	181
A.5.1. 気圧の項	181
A.5.2. フラックス項	181
A.5.3. 浮力項	181
A.5.4. 拡散項	182
A.5.5. 時間変化項	182
A.6. 拡散係数	182
B. 詳細な雲の微物理過程を考慮した雲物理モデルの詳細	183
B.1. 降水粒子	183
B.2. 微物理過程	183
B.2.1. 凝結過程	183
B.2.2. 衝突併合過程 (Coalescence, Aggregation)	186
B.2.3. 凍結・着氷過程 (Freezing・Riming)	188
B.2.4. 融解過程 (Melting)	189

List of Figures

1.3.1	Profile of Atmosphere for Section 1.3 and 1.4.	32
1.3.2	Profile of Temperature for Section 1.3 and 1.4.	32
1.3.3	Initial Low Level Convergence.	33
1.3.4	Profile of temperature for Section 1.3 and 1.4.	35
1.3.5	Distribution of Each Cloud Particle.	36
1.3.6	Distribution of Temperature Difference.	37
1.3.7	Distribution of Each Cloud Particle.	38
1.4.1	Topography Set for Section 1.4.	42
1.4.2	Time Series Variation and Spatial Distribution of Rainfall Intensity, Case of Lower and Steep Slope.	44
1.4.3	Time Series Variation and Spatial Distribution of Rainfall Intensity, Case of Lower and Gentle Slope.	44
1.4.4	Distribution of Total Droplet Mixing Ratio of Cumulus of Stage from Developing to Mature Stage, Case of Lower and Steep Slope.	44
1.4.5	Distribution of Total Droplet Mixing Ratio of Cumulus of Stage from Mature to Dissipating, Case of Lower and Steep Slope.	44
1.4.6	Distribution of Total Droplet Mixing Ratio of Cumulus of Stage from Developing to Mature Stage, Case of Lower and Gentle Slope.	45
1.4.7	Distribution of Total Droplet Mixing Ratio of Cumulus of Stage from Mature to Dissipating, Case of Lower and Gentle Slope.	45
1.4.8	Total Rainfall Amount Averaged by Total Area.	46
1.4.9	Distribution of Total Droplet Mixing Ratio over the Higher Mountain and the Lower Mountain.	47
1.4.10	Time Series Variation and Spatial Variation of Rainfall Intensity Case of Higher and Steep Slope.	48
1.4.11	Time Series Variation and Spatial Distribution of Rainfall Intensity Case of Higher and Gentle Slope.	48
1.4.12	Distribution of Total Droplet Mixing Ratio over the Higher Mountain (T= 2600sec) . .	49
1.4.13	Time Series Variation and Spatial Distribution of Rainfall Intensity.	50
1.4.14	Time Series Variation and Spatial Distribution of Rainfall Intensity.	51
1.4.15	Distribution of Hail Fall Intensity and Rainfall Intensity.	52
1.4.16	Schematic Figures of Water Circulation in Cumulus.	53
1.4.17	Distribution of Temperature Difference of Cumulus at Mature Stage (I).	54
1.4.18	Distribution of Temperature Difference of Cumulus at Mature Stage (II).	55
1.4.19	Distribution of Each Cloud Particle and of Total Droplet Mixing Ratio.	57

1.5.1	Topological map of Kuzuryu River Basin.	60
1.5.2	Radar Mounted Automobile.	61
1.5.3	Inside the Radar Mounted Automobile.	61
1.5.4	Time Series Variation and Spatial Distribution of Radar Echo obtained by X-Band Radar.	62
1.5.5	Topography Smoothed by Low Path Filter.	63
1.5.6	Distribution of Temperature from GPV on 925hPa.	63
1.5.7	Profile of Temperature (Profile 1, 21hr June 25).	64
1.5.8	Profile of Temperature (Profile 2, 10hr June 25).	64
1.5.9	Profile of Atmosphere (Profile 1, 21hr June 25).	64
1.5.10	Profile of Atmosphere (Profile 2, 10hr June 25).	64
1.5.11	Profile of Initial Horizontal Wind.	65
1.5.12	Time Series Variation and Spatial Distribution of Rainfall Intensity and Spatial Distribution of Total Rainfall Amount (21hr June 25).	67
1.5.13	Time Series Variation and Spatial Distribution of Rainfall Intensity and Spatial Distribution of Total Rainfall Amount (10hr June 25).	67
1.5.14	Time Series Variation and Spatial Distribution of Particles in the Case 1-5-1.	68
1.5.15	Time Series Variation and Spatial Distribution of Particles in the Case 1-5-2.	69
1.5.16	Time Series Variation and Spatial Distribution of Particles in the Case 1-5-3.	70
1.5.17	Time Series Variation and Spatial Distribution of Particles in the Case 1-5-5.	71
1.5.18	Spatial Distribution of Hail Mixing Ratio.	72
1.5.19	Time Series Variation and Spatial Distribution of Rainfall Intensity and Spatial Distribution of Total Rainfall Amount (Case 1-5-3).	73
1.5.20	Time Series Variation and Spatial Distribution of Rainfall Intensity and Spatial Distribution of Total Rainfall Amount (Case 1-5-4).	73
1.5.21	Time Series Variation and Spatial Distribution of Rainfall Intensity and Spatial Distribution of Total Rainfall Amount (Case 1-5-5).	74
1.5.22	Time Series Variation and Spatial Distribution of Rainfall Intensity and Spatial Distribution of Total Rainfall Amount (Case 1-5-6).	74
1.6.1	Important Cloud Microphysical Processes which Occur the Severe Rainfall.	78
2.1.1	Classification of Meteorological PMP Estimating Method.	89
2.1.2	Microphysics in the Cold Rain Model.	91
2.1.3	Schematic Model of Cumulus Causing a Heavy Rainfall.	94
2.1.4	Time Series Variation of the Vertical Wind Velocity and the Rainfall Intensity.	95
2.1.5	Cumulus Development Processes Divided into Two Phase.	96
2.1.6	Flowchart of the PMP Estimating Method for Short Duration in Small Areas.	97
2.1.7	Schematic Figure on the External Energy.	98

2.1.8	Scatter Diagrams and Envelops.	98
2.1.9	Schematic Figure on the Steady State of the Rainfall Process.	99
2.1.10	Profile of Horizontal Wind.	100
2.1.11	Potential Temperature in the Mixed Layer.	102
2.1.12	Water Vapor Mixing Ratio in the Mixed Layer.	102
2.1.13	Relationship between Water Vapor Mixing Ratio and Rainfall Potential.	103
2.1.14	Relationship between CAPE and Rainfall Potential.	104
2.1.15	Relationship between Water Vapor Amount under 1 km and Potential Rainfall.	104
2.1.16	Relationship between Water Vapor Amount under 2 km and Potential Rainfall.	104
2.1.17	Relationship between Water Vapor Amount under 3 km and Potential Rainfall.	105
2.1.18	Relationship between External Energy and Potential Rainfall.	105
2.1.19	Hyetograph from the Steady State Rainfall Process.	107
2.1.20	Relationship between All Rainfall Potential and Rainfall Amount of 10 min.	107
2.1.21	Relationship between Rainfall Potential in Liquid Phase Particles and Rainfall Amount of 10 min.	107
2.1.22	Relationship between Rainfall Potential in Solid Phase Particles and Rainfall Amount of 10 min.	107
2.1.23	Flowchart of Estimating PMP.	108
2.1.24	Envelope of the Rainfall Potential to Water Vapor Mixing Ratio on Surface.	110
2.1.25	Histogram and Probability Density Function for Annual Maximum 10 minutes Rainfall in Wakayama City.	111
2.1.26	Schematic Figure on Scaling up of PMP.	112
2.2.1	Index of Refraction and the Images of Radio Passes	119
2.2.2	Variation of Water Vapor Mixing Ratio and Variation of Precipitable Water.	120
2.2.3	Mixing ratio of Hail and Rain Droplet in the Model Atmosphere.	121
2.2.4	Two Dimensional Image of GPS Tomography Method.	122
2.2.5	Cause of the Phase Difference of Observation Point.	123
2.2.6	Spatial Distribution of dAL	124
2.2.7	Spatial Distribution of AL	124
3.1.1	Schematic Figure of Hydrograph which is Easy to Control without Forecast.	136
3.1.2	Schematic Figure of Hydrograph which is Difficult to Control without Forecast.	136
3.1.3	Schematic Figure of Observed Hydrograph and Forecasted One.	137
3.1.4	Schematic Figure of Observed Hydrograph and Forecasted One.	137
3.2.1	Elementary Operation of IQ.	141
3.2.2	Qualitative Matrix.	142
3.2.3	Hydrograph with the Qualitative Inferred Movement.	143

3.3.1	An Example of Inference of Wind Effected by Topography.	147
3.3.2	An Example of Inference of Wind Effected by Topography (a case along a valley). . . .	147
3.3.3	Vertical Wind Field Inferred by Qualitative Wind Movement Diagnosis Model.	148
3.4.1	Schematic Figure on Severe Rainfall Prediction Method by using Artificial Intelligence (SRAI).	150
3.4.2	Classified Elevation Types in QCM.	151
3.4.3	Class of Atmosphere in QCM	151
3.4.4	A Couple of Examples of the Inference Rules.	153
3.4.5	Result of Inference Processes of One Dimensional QCM (a test case).	155
3.4.6	Result of Inference Processes of QCM of Case 1 (where Updraft Exists).	161
3.4.7	Result of Inference Processes of QCM of Case 1 (where Updraft does not Exists.) . . .	162
3.4.8	Result of Inferred Rainfall Distribution of Case 1.	163
3.4.9	Result of Inference Processes of QCM of Modified Case 1.	164
3.4.10	Result of Inference Processes of QCM of Case 2.	166
3.4.11	Result of Inference Processes of QCM of Modified Case 2.	167

List of Tables

1.4.1	Calculation Condition of No Shear Cases.	42
1.4.2	Calculation Condition of Sheared Cases.	43
1.5.1	Initial Condition of Each Calculation Case.	66
1.5.2	Comparison between Observed Rainfall(21hr) and the Result of Case 1-5-1.	66
1.5.3	Comparison between Observed Rainfall(10hr) and the Result of Case 1-5-2.	67
2.1.1	Vertical Wind Forcibly Put in the Model.	102
2.1.2	Maximum Hourly Rainfall Amount and Maximum Water Vapor Mixing Ratio in Kinki Region.	109
2.1.3	Probable Rainfall Estimated by Logarithm Normal Distribution and the Slade Type Distribution.	111
2.2.1	Signals from GPS.	116
2.2.2	Environment to Calculate the Model Atmosphere.	120
2.2.3	Estimated Disturbance Points.	125
3.4.1	Qualitatively Represented Precipitation Processes.	157
3.4.2	Qualitatively Represented Precipitation Processes (continued).	158
3.4.3	Qualitatively Represented Precipitation Processes (continued).	159
3.4.4	Developing Environment for SRAI	170

緒 論

人類の歴史はそのまま水との関わりの歴史であることは、人類のみならずあらゆる生物が水なくして生活できないことから明らかである。そして、人類が集団で居住し文明を作る段階になるとその関わりを主として河川に求めたことは、古代文明が大河川の流域に栄えたことから説明付けることができる。その古代文明時代から、河川と人類の関わりの重大事項の一つは洪水を制御することであり、その成功が今日の日本における豊かな生活の礎となってきたことは疑いようもなく、長江に建設中の三峡ダムが荊州付近での洪水を抑えることで穀倉地帯から安定した作物供給が出来るようにすることを主要な目的の一つとして、数々の反対意見の中で国家的プロジェクトとして推進されていることから、洪水制御の重要性を理解することが出来る。日本で洪水制御の問題が古来より重要視されてきたのは、日本の地形が急峻な山地溪谷の連なりであり、水田稲作を中心とした農地はその取水を河川に求め河川沿岸に広がったため洪水と隣り合わせの状況であったからである。その後の産業・経済成長による人口増加、都市化は洪水が運ぶ土砂堆積によって沖積低地化した洪水氾濫地域に人口資産を集中化させた。現在では、全国土の10%に過ぎないこうした洪水危険地域に、全人口の49%が居住し資産の75%が集中している。このことは洪水がそのまま生命・財産を脅かす存在であるため、洪水制御にかかる期待は大きく、責任は非常に重いことを意味する。

洪水を制御しようとする際の工学的アプローチには2つの必要条件がある。1つは堤防、ダムなどの建設に代表されるハードの整備であり、もう1つは降雨予測、流出予測などの精度向上や情報伝達システムの構築などソフト開発である。貯水池操作を主体とする洪水制御に関して、ハードのみを用いた制御を行うことは実際に不可能である。それでも、ハードへの依存が極めて高い場合には施設規模が大きくなってしまい、効用に見合ったコストで建設を行うことが困難になる。逆に脆弱なハードを補うためにソフトへの依存が高いシステムを作成すると管理者の判断も含めたソフトへの過剰な負担から災害に対する危険度を軽減することは困難である。このことからハードの整備とソフト開発が有機的な連携を行うことが重要であることがいえる。洪水制御に対するハードとソフトの有機的な連携の中でのソフトの役割を列挙してみると、(1) 洪水防御計画の策定、(2) 水文・気象観測、(3) 降雨予測、(4) 実時間洪水制御が挙げられる。そこで、以下では洪水制御の現場である実時間洪水制御から遡ってこれらの現状と問題点を述べ、本研究の研究目的について論じる。

実時間洪水制御の現状と問題点およびそれにかかわる研究

貯水池を用いた実時間洪水制御方法

貯水池における流水管理方法を角⁹⁾・西村²⁴⁾を参照して説明する。貯水池からの放流には大きく分けて、維持流量の放流、利水目的のための放流、洪水調節開始水位の維持のための放流である予備放流、洪水調節のための放流である洪水調節操作、計画規模を越える洪水時における洪水調節のための放流であるただしがき操作、貯水位の低下のための放流がある。洪水調節操作の方式には一般的に一定量放流方式、定率・一定量放流方式、バケットカット方式および自然放流方式がある。これらのうち、自然放流方式は大規模な洪水調

節には適さないとされており、自然放流方式を除く全ての放流方式では貯水池操作に関してゲートの開閉や開度の調節などの人的な操作が必要になる。人的操作が必要になる放流方式では、操作規則・操作細則・操作実施要領等で放流すべき流量が流入量の関数として規定されていることと、ゲート操作は下流の安全やゲートの構造的な問題から急激に行うことが出来ないため、段階的操作が必要であり、そのために1時間程度のリードタイムを持つ定量的な流入量予測が必要となる。さらに、ただし書き操作では、放流量が流入量と等しくなったときから流入量が計画最大放流量に等しくなるまでの間は流入量に相当する流量の放流を行うことになり、さらに計画規模を越える流入量があった場合には、下流と貯水池の安全を考慮して河川管理者の即時的判断が要求されるため、洪水終了時までの流入量とその流入波形の予測が望まれる。

洪水時の貯水池操作は上述したゲート操作だけにとどまるものではなく、洪水警戒体制の検討、体制への移行から水位低下操作までの一連の手続きを踏むことによって初めて達成されるものである。Fig.1に、ある定率・定量放流方式を採っているダムについての洪水調節のための一連の貯水池操作を示す。これによれば各操作段階において、次の操作段階への移行を2~3時間前には決定しておく必要がある。移行決定のための検討に要する時間が2~3時間程度かかるとすると、常に4~6時間程度先の流入量を予測する必要がある。それらの流入量予測は次の操作段階への移行をすべきか否かの判断が出来る程度が望まれる。

日本は山岳が多い島国であるため短い河川が多く、さらに、貯水池が多く存在する河川上流域はきわめて急峻であるため、雨が降ってから貯水池へ到達するまでのいわゆる遅れ時間は長くて1時間程度であることが一般的である。そのため、上述したような4~6時間程度先の流入量を予測するためには、流量の入力である降雨量を予測する必要がある。その上で、操作方針にしたがった正確な放流を行うために定量的な流入量を予測する必要があり、そのために流出計算が必要になる。この予測時間は、関係諸機関への連絡態勢や予測に必要な情報収集態勢が整っているという前提条件付きで規定されており、それらが滞ればさらに長時間のリードタイムを持つ流入量予測が必要となる。以上をまとめると、貯水池を用いた洪水制御を行う際には、6時間程度の時間スケールを持つ降雨予測、降雨量を把握した上での詳細な流出計算および情報伝達収集が必要不可欠であることがわかる。

このように、時間的に緊迫した状況下での洪水制御を支援する目的で様々な手法が提案されてきた。例えば池淵ら¹⁾および小尻ら⁶⁾は河川管理者の知識をファジイ関係で表現した洪水調節ルールを用いることで経験豊かなオペレータに類似した操作を実現できることを示した。また、小尻・藤井⁷⁾は動的計画法の最適解に基づく制御ルールの知識ベース化とファジイ集合による実時間操作を提案している。これらの研究を通してファジイ推論を用いた実時間洪水制御支援手法では、知識の獲得方法とメンバーシップ関数の設定が、最も重要かつ困難な問題であることが示された。一方、高棹ら¹⁰⁾は洪水制御問題への知識工学的アプローチを試み、既存データ収集システムや定量的情報システムとの整合性を保持した支援システムの構成方法を検討している。また、高棹ら¹¹⁾は洪水制御に関する問題をいくつかに分解し、それを協調問題解決型システムによって統合して洪水制御支援を行う方法を開発した。さらに高棹ら¹²⁾は洪水制御支援を行う際の指針となる操作規則を知識ベースに取り込んで、洪水制御の状況に合わせてそれを参照する推論エンジンを設計した。

降雨予測手法

流出に関する問題は水文学の発展とともにかなり詳細な表現が出来るようになってきており、情報伝達に関わる問題は電話や無線あるいは情報管理のためのコンピュータの発達とともに解決されてきている。一方で数値予報の進展に伴う天気予報の精度向上にもかかわらず、6時間程度の時間スケールを持つ降雨予測は

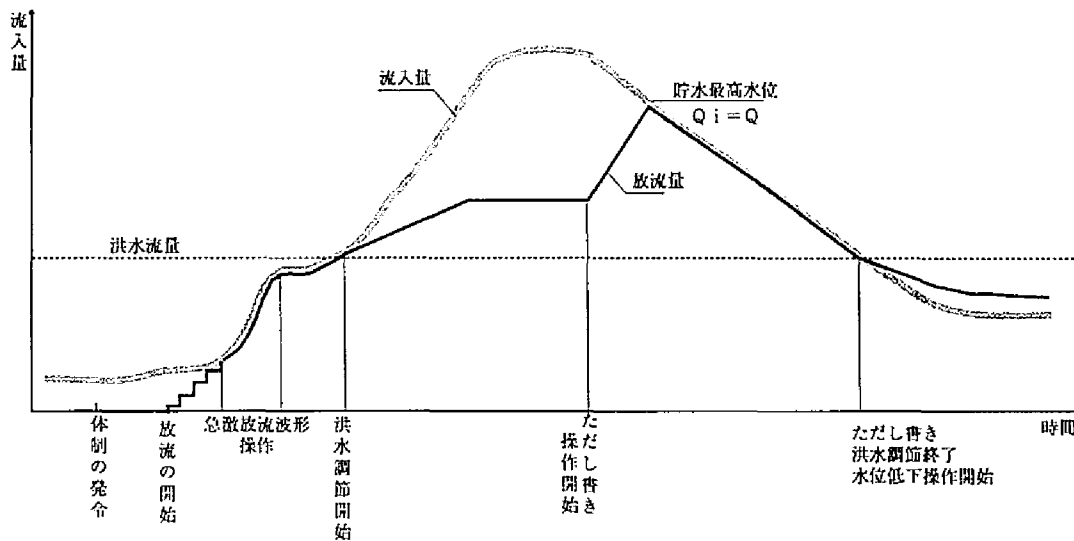


Fig. 1. 放流業務関係図

十分な精度を有していない。そのことを、大気現象のスケールと気象予報の分類の説明の中で述べていく。

大気現象はそのスケールの大きさから、総観規模 (Synoptic Scale)、中規模 (Meso Scale)、小規模 (Micro Scale) に分類される。それらの時・空間スケールと含まれる現象は、Fig.2²⁶⁾ に示す。ここで、小倉⁴⁾ によれば、空間スケールとは、積雲や雷雨のように孤立した現象ならばその水平サイズであり、温帯低気圧や移動性高気圧のように類似した現象が相互に並んでいる場合には隣り合った同士の距離、偏西風帯の波動などではその波長のことである。時間スケールとは、発生から消滅までの寿命時間、繰り返して生じたり強弱を変えたりする場合にはその周期、形や強さをあまり変えないで移動している現象では、その現象がある地点を通過するのに要する時間のことである。この図より、6時間程度の時間スケールを持つ現象とはすなわち、中小規模の現象であることがわかる。また、貯水池操作を要するような洪水を引き起こす現象とは、すなわち豪雨現象であり、その豪雨現象も中小規模の現象に含まれる。このような中小規模現象を水文・気象学ではメソスケール現象と呼んでいるので、本論文もそれにならい、メソスケール現象と呼ぶ。

現在の気象予報は先行時間の長い方から、

- 長期予報 … 1ヶ月先まで旬毎、3ヶ月先まで月毎予報
- 中期予報 … 1週間先まで1日毎予報
- 短期予報 … 明後日まで、今日・今夜・明日・明後日に区分
- 短時間予報 … 3時間先まで1時間毎

に分類されている。これらのうち、今問題にしているメソスケール現象に関わりの深い、短期予報と短時間予報について説明する。短期予報は、一般に言われる天気予報のことである。対象とする現象は Fig.2 のメソスケール以上のスケールに属するものであり、このスケールの現象は天気図に基づく予想が主体とな

スケール		時間 空間	1月	1日	1時間	1分	1秒
総観規模	大規模	10^4 km	エルニーニョの影響 超長波				マクロβ スケール
		2×10^3 km	傾圧波 低気圧・高気圧				マクロβ スケール
	中間 規模	2×10^2 km	前線 台風 熱帯低気圧				メソα スケール
中小規模	中規模	2×10^1 km	海陸風 集中豪雨 クラウド・クラス ター・山岳波				メソβ スケール
		2 km	雷雨あらし 内部重力波 都市化効果				メソγ スケール
	小規模	200m	竜巻 背の高い対流 積乱雲				マイクロβ スケール
		20m	つむじ風 ビル風				マイクロβ スケール
						ブリューム 粗度 乱流	マイクロγ スケール
日本の分類		WMO の分類	気候スケール	総観および 惑星スケール	メソ・ス ケール	ミクروسケール	オルラン スキーの分類

Fig. 2. 時間・空間スケールによる大気中の循環・擾乱の分類

る。近年の数値予報技術の目覚ましい進歩により、このスケールの予測天気図がきわめて良い精度で入手できるようになった。また、予測天気図を天気予報へ翻訳する MOS (Model Output Statistics) 手法により、最終製品としての天気予報を出力することが可能となっている。特にアメダスの展開とともに降水関連の MOS 手法は高品質であると言われている。

メソスケール現象の予報を行う短時間予報は、6 時間あるいは 12 時間程度先の気象の予報を目標としている。しかし、短時間予報の予報先行時間は目標とする予報先行時間より短い。それは、物理学的な手法による予測ではなく、過去の移動の運動学的外挿方法を主体としたナウキャスト手法を用いているからである。気象庁が用いているナウキャスト手法は、初期時刻の細かいレーダーアメダス解析雨量図の外挿を基本としたものである。

ナウキャスト手法を用いて短時間予報を行う理由は以下の通りである。まず、短時間予報における数値予報の比重は以下の理由で低下する。すなわち、現在の数値予報の出力は 1 日 2 回であること、初期時刻から出力までに数時間かかるので、短時間予報の予報期間の大半がすでに経過してしまうこと、また空間的に短期予報よりさらに小さいスケールが要求されるため数値予報天気図からの翻訳がいつそう難しくなるという技術的な問題があるためである。一方、短い時間の予報はもっとも単純かつ基本的な予報手法である過去の移動の外挿の精度が高くなることも要因の一つである。

レーダーアメダス雨量図の外挿を基本とした短時間予報を日本でを行う場合の問題点は、日本の急峻な地形の影響による地形性降雨の存在である。日本の山岳地形は大陸のそれと比べると複雑であることが多く、大気が斜面を上昇や下降することによって降雨強度が発達・衰弱し、それが降雨域の強度や移動の非線型的動

きにつながっている。このため、地形の影響を分離した外挿手法による降雨予測に、地形によって生じた雲が効率よく変換される機構としてシーダー・フィーダーモデルが外挿手法に導入される方法がとられてきた。

この手法による予報は先行時間が長くなるとともに精度が低下し、降水短時間予報の場合、3時間先の予報精度は初期時刻のレーダー・アメダス解析雨量図をそのまま予報と見なす持続予報の精度を統計的にやや上回っている程度である。短時間予報の予報時間をさらに延長するには、外挿を基本とした手法では限界があり、降水系のメカニズムを取り込んだ手法の開発が必要であることは、一般的な見解である。このような手法として、メソスケール現象も取り扱えるような数値予報モデルの開発が挙げられるが、適切な物理過程のパラメタライジングやサブグリッドスキームの取り扱い、初期値の設定方法、計算時間と記憶容量の問題があり、実用化までに時間がかかる。特に、このスケールの現象に対して重要な物理過程は、降水粒子の相変化や衝突などのソースシンクを表現した雲物理過程と呼ばれる過程であるが、この雲物理現象を観測することが困難であったためである。このスケールの観測は近年になって、レーダーなどのリモートセンシング技術の進歩によってようやく現実的なものとなりつつある。上述した問題を解決するまでの間、統計的手法やメソ現象の定性的なメカニズムをモデル化したメソ概念系物理モデルを利用するなどの方法で、短時間予報の予報先行時間を延長しようとしている。

次に、現在、開発が進められている短時間降雨予測手法について述べる。それには大きく2つの流れがある。すなわち、気象学的視点に立って気象庁予報部⁵⁾で開発が進められている10km程度の格子点間隔を持ち、大気力学過程と、大規模凝結、湿潤対流調節、蒸発の3つにパラメタライズされた降水物理過程を持つ数値モデルによる方法がその1つである。また、水工学的視点に立って中北ら^{15) 16) 17) 18) 21) 22)}によって開発が進められている、レーダー情報を降雨予測に積極的に取り込むために擾乱内での降雨生起を概念的にモデル化した方法である。

前者と同様の目的を持つ数値モデルは、世界中で様々な開発が行われている。それぞれに特徴を有している一方で、共通の問題点も議論されている。問題点の1つは、予測される降雨と実際の降雨の間に差が生ずることである。この原因としては地形の影響を取り込む際に計算の安定を確保するために取り除いた小スケールの起伏が降水過程に大きな影響をもたらすことがあることや、降水物理過程のパラメタリゼーションの問題があるが、観測の時空間的粗さが原因となって初期値場が適切でないことが最も大きな原因として考えられる。2つ目の問題点は、初期値導入後モデルの中での6時間程度は、降水現象がうまく表現できない、いわゆるスピン・アップ問題が生じることである。スピン・アップ問題の原因も初期値場問題に帰着される。

これらを解決するパラダイムシフトとして期待されているのが、GPSによる水蒸気情報の稠密観測である。萬納寺²⁵⁾は狭領域モデルにとってGPSによる可降水量情報は不可欠であると考え、それを変分法を用いた4次元同化手法(Four Dimensional Data Assimilation, 4DDA)によって初期値に導入する研究を進めている。また、オクラホマ大学のARPS(Advanced Regional Prediction System)³¹⁾は衛星情報、レーダー情報を初期値場に取り込むことにより、スピン・アップにかかる時間を短縮している。

一方、中北・椎葉ら¹⁵⁾は初期値場および水蒸気場が降雨予測にとって重要であることを見抜き、独特の手法でレーダー情報から水蒸気場を求め、それを概念モデルに取り込む短時間降雨予測手法を開発してきた。その方法を簡単に述べる。中北らの方法は、豪雨が地形の影響を受けて時空間的に遍在する状況を予測することを目的としている。そのために、地形の影響を受けていない単純な分布形を有する擾乱が移流する様子を不安定場としてモデル化し、地形の影響を受けた流れ場の中での水蒸気の動きが不安定場における豪

雨生起の要因であるという考え方に立脚している。その上で、水蒸気の輸送や相変化量を、実時間で取得可能な3次元レーダーのエコー強度データから推定することで、実時間の短時間降雨予測手法を展開している。さらに、中北・杉本ら²¹⁾、Nakakita et.al.²⁹⁾は不安定場が鉛直方向の水蒸気フラックスの不足量を示す指標であることに注目して、数値予報の格子点データ (Grid Point Value, GPV) の水蒸気の鉛直フラックスを不安定場推定に補助的に用いることで、レーダーの観測領域外からの擾乱の進入を表現し、予測先行時間を引き延ばしている。また中北・藤井ら²²⁾は、不安定場モデルで対流性の降雨を表現するために、下層の水蒸気の不足量を補う機構を取り入れた。それは中北・澤田ら¹⁹⁾が開発したLFCモデルを導入することで実現している。LFCモデルとは潜在不安定な大気の状態が自らの浮力で上昇する自由対流高度 (Level of Free Convection, LFC) に注目し、降雨生起の遍在を水蒸気の輸送力の違いで表現するためにその高度を上下させるパラメータを導入したものである。

先に述べた現行のレーダーを用いた短時間降雨予測手法はレーダーの雨域を運動学的に外挿する方法であったのに対し、概念モデルを用いた短時間降雨予測手法ではレーダーの情報をより発展的に用いることで水蒸気情報を引き出し、それが地形の影響を受けた流れ場によって輸送される機構を用いて予測を行っており、それが数値モデルの持つ初期値場問題を解決している。一方、数値モデルによる予測手法は、予測結果に考察を加えるために物理的情報を出力することができ、予測結果から降雨予測に至る過程で、モデルから出力される降雨予測情報を専門的な気象学的知識によって翻訳し、改善させることが可能である。

降雨観測

降雨情報、流出情報は洪水制御や降雨予測を実時間で行うために、きわめて重要な情報であるだけでなく、洪水終了後に降雨特性、流出特性などを検証し、考察を行う際にも重要な基礎資料となる。前節でも述べたとおり、レーダーを主としたリモートセンシングによって、広域の降雨域の分布情報を容易に得ることができるようになったことが特に観測困難であったメソスケール現象の理解・予測を行う上で大きなパラダイムシフトであったといえる。

ここで、中北²⁰⁾を参照して、定常観測を行っている気象レーダーについて簡単に述べておく。昭和20年代末に気象庁によって設置されたレーダーが日本における最初のレーダーであった。その後、全国を観測するような気象レーダーのネットワークが完成している。一方、昭和40年代に入って広域の降雨量分布を観測することを目的として建設省がエコー強度をデジタル信号に置き換えることができるデジタルレーダーを試作し、1997年3月現在、全国を24台のレーダーで覆うレーダー観測網を展開した。これらのレーダーは降雨による減衰が比較的小さいCバンドを用いている。建設省が定常観測を行っているレーダーのうち、深山レーダー、城ヶ森山レーダー、赤城山レーダーの3台は仰角を変化させて観測を行う機能を有する3次元レーダーである。また、釈迦岳レーダーは降水粒子が空気抵抗によって変形する度合いを観測することができる直交二重偏波レーダーである。

成田空港、関西空港では粒子のビーム方向の移動速度を観測することができる大型ドップラーレーダーが定常観測して、離着陸時の乱気流を観測している。一方、東京都、大阪市、神戸市、川崎市、札幌市などでは降雨による減衰が大きいXバンドを用いた3次元観測用レーダーによって、都市域上空の降水分布の定常観測を主として雨水排除の目的で行っている。また、米国ではSバンドを用いたドップラーレーダーで全国を覆うNEXRAD (Next Generation Radar) 計画が進められている。

空中の降水を広域にわたって高い時空間分解能で観測することができる唯一の手段が気象レーダーである

ため、このような定常観測レーダーがそれぞれの目的等にあわせて展開されてきた。しかし、レーダー雨量計情報を主体とした短時間降雨予測では予報先行時間以外に問題があることを河川管理者のインタビューから得た。それは、山岳域に存在する貯水池の操作を行っているときに、レーダー雨量計では降雨域が認識されなかったが、じつはレーダーに映っていない降雨が存在したため、あやうく操作方針を誤りそうになったというものである。この原因は2つあると考えている。1つはレーダー雨量計の空間分解能が対象としている降雨を組織する積雲のスケールより粗いことがあること、もう一つは山岳がちな日本において、山岳からの電波の反射を避けるために、仰角を大きめにする必要があるため、山岳の標高より低いところで生起している降雨は見ることができないことがあることである。

このことから、レーダーからの情報のみを基にメソスケール現象の理解・予測を行うことは困難であることがいえる。レーダーはメソスケール現象の理解・予測に欠くことのできない観測機器であるが、さらに高精度の予測や、豪雨現象に対するより深い考察はこれまで観測することができなかったものに対する観測可能性を求めている。

特に、大気中の時空間的変動が大きいと考えられている水蒸気について、時空間的に粗いラジオゾンデ観測に頼っている状況は、メソスケール現象の理解および予測精度向上にとって大きな障害となっている。そのため、水蒸気を詳細に観測あるいは推定する研究がなされてきた。これらの研究のうち定常観測によるメソスケール現象の理解と予測精度向上を目指したものは、定常観測レーダーのうち3次元レーダー情報を用いて水蒸気相変化量を求める方法を開発した中北・田中ら¹⁸⁾の研究がある。また、気象静止衛星への適用を目的として気象衛星 NOAA の $11\mu\text{m}$ と $12\mu\text{m}$ の2波長域を用いて陸域の可降水量を推定するアルゴリズムを開発した Iwasaki²⁷⁾の研究がある。

研究用の水蒸気観測装置としては、水蒸気ラジオメーターがある。これは時間的に高分解能の観測を行うことが可能であるが、測器が高価であるため空間的に高い分解能を期待することができないことが定常観測を行うためには欠点となっている。また、雷雨時には空中の電気によって観測精度が落ち使用できないという問題点があり、メソスケールの豪雨の予測や理解に最適であるわけではない。

このような現状の中で最近、特に注目を集めている大気情報の観測プロジェクト研究に GPS (Global Positioning System) から水蒸気の鉛直積分値である可降水量を求める研究がある。これは、本来位置を計測するシステムである GPS にとって GPS 衛星から GPS 受信機までの電波経路に存在する水蒸気は誤差要因となるのであるが、逆にそれを利用すれば水蒸気情報が得られるというものである。日本においては地殻変動の解析を目的として、アメダス観測網に匹敵する観測密度を持つ GPS 観測網が展開され、定常観測を行っている。したがって、GPS から得られる水蒸気可降水量はメソスケール現象の理解・予測のパラダイムシフトとなる可能性を持っている。

洪水防御計画

ハードとソフトが有機的な連携を保って洪水を防御するために、その基本指針となる洪水防御計画が適切に策定されていることが基本となる。これまで述べてきた、実時間制御、降雨予測、水文・気象観測のすべてを把握した上でさらにそれらを統合してハードをより効率的に用いるために洪水防御計画は策定されるべきである。ここで、鮭川ら⁸⁾を用いて、洪水防御計画の策定方法を Fig.3 に示す。ここで、防御対象とする洪水の規模が決定されたら、その計画規模に相当する計画降雨を決定することが基本となることが重要である。これは、洪水流量は降雨が同じであっても流域の土地利用や河川改修などの人為的な影響によっ

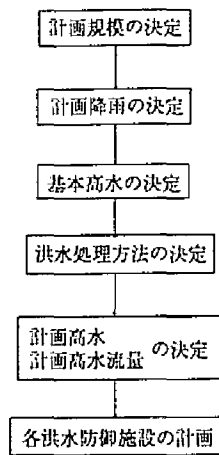


Fig. 3. 洪水防御計画

て変化するために、流量は統計解析の対象として好ましくないためである。したがって過去の降雨資料を統計解析して所定の計画規模に対応した超過確率を持つ降雨である計画降雨を定め、それから流出解析により洪水流量を算出している。

計画降雨の策定に通常用いられるのは、ある一定時間内の降雨量の生起確率であるが、これを算定する際には降雨量の上限を無限大とするような確率分布を仮定することが多い。しかし、降雨量の上限値が無限大であるという事は現実には考え難い。また、100年確率雨量を超えるような大規模な降雨では、降雨量の上限値を与えた確率分布とそうでない確率分布では値に大きな差が生じる。すなわち、降雨量の上限値を確実に求めることができればより効率的な洪水防御計画を行うことができ、計画降雨を超えた降雨現象が発生した際のシナリオを事前に描くことができるため危機管理のための貴重な基礎資料となる。

降雨量の上限値あるいは最大値は可能最大降水量 (Probable Maximum Precipitation, PMP) と呼ばれ、これまで様々な手法でその値を求める研究がなされてきた。WMO²⁵⁾ は降雨時の湿度を最大化させる方法を主体として、そのためのデータ獲得方法や地形の考慮の方法を展開してマニュアル化している。また、日本においては桑原⁵⁾ が日本における降雨継続時間とその時間での最大降雨量の関係は、世界におけるものと同様であるという仮定のもとに統計的手法によって PMP を求めている。その結果は日本における最大雨量記録と比較すると2倍程度大きく、過大評価となっている可能性がある。

本研究の研究方針

ここまでの議論で、貯水池を用いた洪水制御を行う場合には、メソスケールの降水現象をもたらすメカニズムを把握した上で、短時間降雨予測を行うことが重要であること、豪雨に関わる情報でこれまで観測が困難であると考えられていた情報を観測することによりメソスケール現象の予測・理解に対するパラダイムシフトが期待されておりその有力な候補としての GPS を用いた水蒸気量観測があること、ソフトとハードが有機的に連携するための洪水防御計画策定の鍵となる計画降雨に対して確率分布の上限値を求めることが効率的な建設計画と危機管理の策定を可能にすることが示された。

そこで本研究では、洪水制御を支援する立場に立って、特に日本の豪雨現象を考察する際に重要であると

考えられる山岳地形が豪雨に与える影響に関して、数値実験を主体にして考察を行い、その結果やこれまでに得られてきた気象学的・水文学的知見を活かした短時間降雨予測手法を開発する。また、最近注目されつつある GPS を用いた水蒸気情報抽出においても、降水物理過程を考察することが重要であることを展開する。さらに、計画策定の際に重要な指標となる降水量の最大値について、降水物理が与える影響を考慮した方法を数値実験を主体にした定量的アプローチによって議論する。以下その研究方針について述べる。

山岳地形が豪雨に与える影響に関する考察

メソスケールの気象現象の予測が困難である理由の一つにメソスケールの現象に対する理解がいまだに進んでいないことが挙げられた。その中でも平坦な大陸地形とは違って、特に日本では降水過程に地形が与える影響が大きいと考えられている。

地形の影響を扱った気象学的研究は多いが、その中で立平¹³⁾は降水過程を含む実用的な地形性降雨の計算方法を提案している。それは擾乱に伴う非地形性降水粒子が地形性雲水を捕捉して降水をもたらす機構と降水として落下した水蒸気量を気塊から除去する機構を先駆的に取り入れたものである。また、Gocho²⁸⁾は鈴鹿山脈の地形性降雨を微物理過程の計算を含む数値計算で調べている。

水工学的立場での研究は、中北・筒井ら¹⁴⁾による有限要素法を用いた山岳周りの大気の流れ場の解析によって、降雨に与える地形の影響に対する気象力学的研究が始まった。それはポテンシャル流としての風を計算し算出された風の流れを降水物理モデルに導入することにより降雨の計算を行った中津川ら²³⁾や、地形周辺での微細気象を表現するために3次元直交格子を用いた神田ら³⁾などの研究グループを構成するにいたっている。

これらの先駆的研究につづく研究の中でも降水過程に与える地形の影響は大きいことが主張されてきた。このように日本での降水過程に地形が与える影響が大きいことはメソスケールの現象の理解を助けるものである。なぜなら、平坦な地形に突然生起する降雨はなぜ生起したかを考えるときに、まったく目に見えない気温、水蒸気、風を考察する必要があるのに対し、地形が影響になっていると考えられる場所では少なくとも地形の影響で上昇流が生起しているか否かは判断が付きやすいからである。しかし、そのことから複雑な地形上で生起する降雨域の非線型的な動きは地形の影響によるものというようにひとくくりに考えられてしまう傾向にあり、地形の影響を定量的に考察する研究が望まれている。そこで本研究では、短時間豪雨予測システムに地形の影響に対する物理的な知識を提供するために、主として数値計算を用いて豪雨をもたらすような積雲の生起・発達・消滅過程に与える地形の影響を考察する。さらに、考察の結果得られた知識を観測によって検証することも行っていく。

積雲に対する地形の影響を考察する際には、積雲を構成している降水粒子の振る舞いとそれが周囲の大気に与える影響を考察する必要がある。そのため、積雲の降水粒子とその振る舞いを表現する物理過程を陽に表現した2次元積雲モデルを用いることにした。さらにモデルの下層境界条件として地形を導入することができるようテンソル解析の手法を用いた座標変換を行った。これにより、実際には観測することが困難である積雲の内部構造をモデル内で表現できるため、地形の影響が豪雨分布に影響を及ぼす際に経過する物理過程を特定することが可能となる。このことは、ドップラーレーダーや偏波レーダーなどの新しい観測シス

テムによって、積雲の内部構造がわかりつつある状況において、観測の焦点を絞る意味で重要なことである。

短時間降雨予測手法の開発

洪水制御支援を行うにあたって最も必要なことは時間的には6時間程度の先行時間を持ち、空間的には流域内の降雨分布を表現することができるような短時間降雨予測手法を開発することである。そして、その情報の質としては洪水制御方針の決定を支援することができる程度が望まれる。予測手法としては、詳細な物理過程を含む予測手法によって定量的な降雨の時空間分布を予測することが最も望ましいが、そのような方法は予測に費やされる時間と情報が膨大となるため実現することは困難である。

また、完全な降雨予測結果が出力されることはあり得ないので、降雨予測に至る過程を明示することで、予測の信頼度を向上させることも望まれる。しかし、実時間洪水制御を支援するためには、専門的な気象学的知識と長時間の考察を必要とすることは望ましくない。

そこで、本研究で開発する短時間降雨予測手法には次の2つの制約を設ける。すなわち、1つは予測対象を洪水制御を要するような豪雨に限定することであり、もう1つは降雨量予測という定量的予測が望まれているのであるがそれをせず、たとえば一山目の降雨終了後、二山目の降雨が生起するのか否か、降雨は同じ場所に何時間も停滞しているように降るのか、次々と場所を移動するのか、移動した場合にはどこに移動するのかというような、定性的な降雨予測手法を行うことを目標とすることである。

このような定性的な予測を出力することは、人間が定性的に現象や現況を判断して、それを自らの思考過程において並べ換えて筋書きをつけて予測とする方法で自然に行っていることである。すなわち計算ではなく推論(reasoning)に属する。情報工学的推論手法を用いた河川管理支援システムについては上述したように様々な提案がある。本論文で提案する方法は既存の物理過程を陽に表現したものを取り込んで短時間降雨予測を定性的に行うことに独自性がある。推論を用いて、数値モデルのような物理過程を取り込むためには2つの新たな推論方式が必要となる。すなわち、1つは従来より数式を用いて表現されてきた物理過程を多数の定性的なルールで置き換えることであり、もう1つはそれを有機的に結合して1つの豪雨予測モデルを構成することである。この両者は新しい知識ベース推論の手法であり、前者を定性推論(Qualitative Reasoning, QR)、後者をモデルベース推論(Model Based Reasoning, MBR)という。本研究ではこうした新たな短時間降雨予測手法を提案しその予測可能性を考察する。

GPSによる水蒸気可降水量と積雲の関係

水蒸気は大気中で複雑な分布をしており、対流によって高々度まで水蒸気を運搬し、それを相変化させる系としての積雲の存在によってそれは顕著となる。一方で、水蒸気は豪雨の源であるので、その輸送経路や相変化過程を実時間で知ることができれば、降雨予測情報の精度を高める起爆剤としての可能性を持つ。そこで、先の2次元積雲モデルで表現される降雨時の水蒸気擾乱の情報をGPSを用いて観測するための手法を開発し、それを研究目的の集中観測や定常観測で用いるための考察を加える。

可能最大降水量の推定

実時間洪水制御を支援するためには、不可欠な短時間降雨予測手法の開発とそれに必要な降雨に与える地形の影響の効果の獲得およびより小さなスケールで正確な観測手法の定量的考察が需要であるとして、それらを降水物理過程を軸に研究することを述べてきた。一方で、洪水制御のためには実時間の操作・判断と同様に、適切な洪水防御計画が策定されていることも重要である。降水量には何らかの理論的最大値が存在す

ると考えられており、適切な洪水防御計画のためにその最大値を求めることができれば、費用と便益に合った計画降水量をこえた場合に起こり得る最悪のシナリオを描くことができる。そこで本研究ではメソスケールの豪雨を対象としていることから、狭域・短時間での降雨の最大値と考えられる、1つの雲からのPMPを降水物理を導入したモデルを用いて計算する。

以上まとめると、本論文では洪水制御を支援する環境の開発を行うために、降水物理過程の理解、表現を一つの軸として以下の研究を行う。

1. 雲物理過程を陽に表現したモデルを用いた積雲の生起・発達・消滅に与える地形の影響の考察。
2. 降水物理過程を重視した可能最大降水量の計算。
3. 積雲が水蒸気分布に与える影響とその観測可能性の考察。
4. 情報工学的推論手法を用いた短時間豪雨予測手法の開発。

本論文の研究内容と実際の現象・洪水制御との関係を Fig.4 に示した。すなわち本論文では、メソスケールの豪雨現象の観測、理解、予測および豪雨をもたらす洪水を制御するための基礎資料の作成という一連の研究を豪雨の物理構造、その中でも豪雨をもたらす積雲の内部での雲物理過程がきわめて重要であるという立場に立脚して行った研究をまとめたものである。

参 考 文 献

- 1) 池淵周一・宮川裕史・河端伸一郎 (1989)：ファジィ推論をベースにしたダム貯水池の実時間操作，土木学会第 44 回年次学術講演会，pp.160-161.
- 2) 小倉義光 (1984)：一般気象学，東京大学出版会。
- 3) 神田学・前田俊一・日野幹雄 (1991)：3 次元任意地形周りの水文気象解析，水工学論文集 第 36 巻，pp.495-500.
- 4) 気象庁予報部 (1991)：狭領域モデルの課題と展望，数値予報課報告 別冊第 37 号
- 5) 桑原英夫 (1982)：日本で起こりうる最大短時間雨量について，天気，vol.29 no.7，pp.37-45.
- 6) 小尻利治・池淵周一・十合貴弘 (1987)：ファジィ制御によるダム貯水池の実時間操作に関する研究，京都大学防災研究所年報 第 30 号 B-2，pp.323-339.
- 7) 小尻利治・藤井忠直 (1990)：知識ベースを用いた貯水池操作に関する研究，水工学論文集 第 34 巻，pp.601-606.
- 8) 鮭川登 他 (1992)：河川工学，鹿島出版会土木教程選書。
- 9) 角哲也 (1997)：ダムの流水制御に関する課題，第 7 回人工知能の水資源学への高度利用化に関するシンポジウム (AI-GU) 資料。
- 10) 高棹琢馬・椎葉充晴・堀智晴 (1988)：洪水制御支援のためのエキスパートシステムに関する基礎的検討，京都大学防災研究所年報 第 31 号 B-2，pp.357-368.

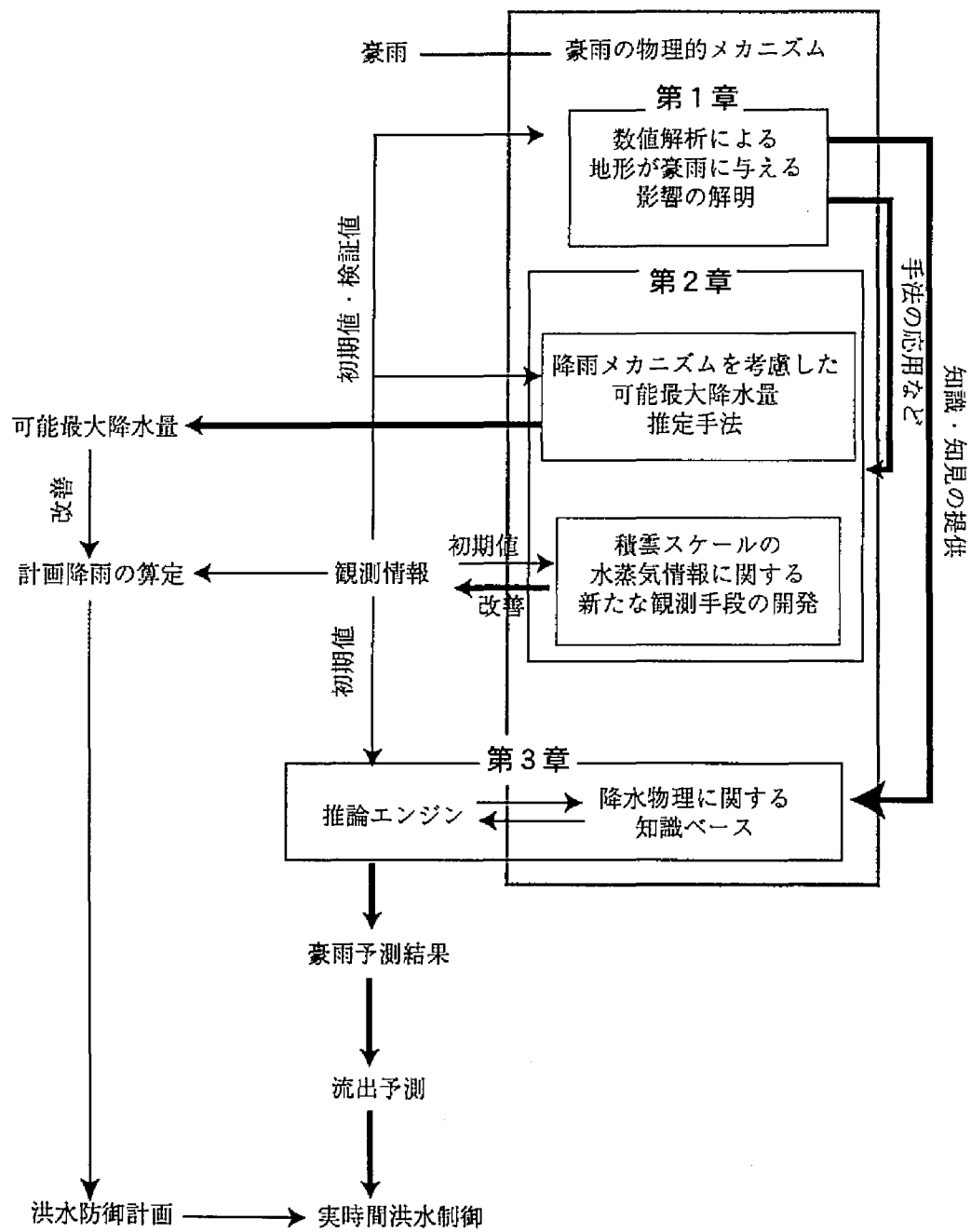


Fig.4. 本論文の研究内容と洪水制御問題との関係

- 11) 高棹琢馬・椎葉充晴・堀智晴・佐々木秀紀 (1990): 協調問題解決型洪水制御支援環境の設計, 水工学論文集 第 34 巻, pp.595-600.
- 12) 高棹琢馬・堀智晴・荒木千尋 (1996): 貯水池操作支援システム総合化のためのダム操作規則参照用推論エンジンの設計, 水工学論文集 第 40 巻, pp.57-62.
- 13) 立平良三 (1976): 雨滴成長を考慮した地形性降雨の計算, 天気 23, pp.32-41.
- 14) 中北英一・筒井雅行・池淵周一・高棹琢馬 (1988): 降雨分布特性の気象力学的解析, 第 32 回水理講演会論文集, pp.13-18.
- 15) 中北英一・椎葉充晴・池淵周一・高棹琢馬 (1988): 3 次元レーダー情報の利用に関する基礎的研究 (II), 京都大学防災研究所年報, 第 31 号 B-2, pp.231-240.
- 16) 中北英一・椎葉充晴・池淵周一・高棹琢馬 (1989): 3 次元レーダー情報の利用に関する基礎的研究 (III), 京都大学防災研究所年報, 第 32 号 B-2, pp.351-361.
- 17) 中北英一・山浦克仁・椎葉充晴・池淵周一・高棹琢馬 (1990): 3 次元レーダー情報を利用した降雨予測手法の開発, 水工学論文集 第 34 巻, pp.91-96.
- 18) 中北英一・田中実・椎葉充晴・池淵周一・高棹琢馬 (1992): 3 次元レーダーによるエコー強度情報を用いた水蒸気相変化量と大気 3 次元風速の同時推定手法, 水工学論文集 第 36 巻, pp.483-488.
- 19) 中北英一・澤田典靖・川崎隆行・池淵周一・高棹琢馬 (1992): 不安定場モデルをベースにした 3 次元レーダー情報による短時間降雨予測手法, 京都大学防災研究所年報 第 35 号 B-2, pp.483-507.
- 20) 中北英一 (1994): レーダー雨量計の高度利用, 水工学に関する夏期研修会講義集 A コース, 土木学会水理委員会, pp.A.3.1-A.3.22.
- 21) 中北英一・杉本聡一郎・池淵周一・中村徹立・奥田昌弘・山路昭彦・高棹琢馬 (1996): 3 次元レーダーおよび GPV データを用いた短時間降雨予測手法, 水工学論文集 第 41 巻, pp.303-308.
- 22) 中北英一・藤井孝成・杉本聡一郎・池淵周一 (1997): 3 次元レーダーおよび水蒸気鉛直輸送を考慮した短時間降雨予測手法の開発, 土木学会第 52 回年次学術講演会講演概要集 第 2 部, pp.264-265.
- 23) 中津川誠・山田正・内藤修・水島徹治 (1989): 流域スケール風の場合と降雨のシミュレーション, 第 33 回水理講演会論文集, pp.109-114.
- 24) 西村賢二 (1996): ダムの初動体制の発令方法について, 第 6 回人工知能の水資源学への高度利用化に関するシンポジウム (AI-GU) 資料.
- 25) 萬納寺信崇 (1996): GPS 可降水量データに基づく水蒸気の 4 次元同化法とその問題点, 1996 年度 GPS 合同シンポジウム要旨集, pp.75-78.
- 26) 新田尚・立平良三・市橋英輔 (1994): 天気予報の技術, 東京堂出版, pp.134-145.
- 27) Iwasaki, H. (1994): Estimation of Precipitable Water over Land Using the Split-Window Data from the NOAA Satellite, *J. Met. Soc. Japan*, 72 No.2, pp.223-233.
- 28) Gocho, Y. (1978): Numerical Experiment of Orographic Heavy Rainfalls due to a Stratiform Cloud, *J. Met. Soc. Japan*, 56, pp.405-423.
- 29) Nakakita, E., S. Ikebuchi, T. Nakamura, M. Kanmuri, M. Okuda, A. Yamaji and T. Takasao (1996):

Short-term Rainfall Prediction Method Using a Volume Scanning Radar and Grid Point Value Data from Numerical Weather Prediction, *Journal of Geophysical Research*, Vol.101, No.D21, pp.26.181-26.197.

- 30) World Meteorological Organization (1986) : Manual for Estimation of Probable Maximum Precipitation, *Operational Hydrology Repo.*, No.1.
- 31) Xue, M., K.K.Droegemeier, V. Wong, A. Shapiro, K. Brewster eds. (1995) : Advanced Regional Prediction System ARPS Ver.4 User's Guide, *Center for Analysis and Prediction of Storms*, The University of Oklahoma.

第 1 章

地形性局地豪雨の雲物理的構造解析

第1章では豪雨をもたらす積雲の生起・発達過程に地形やそのほかの大気条件が与える影響を調査することで、短時間降雨予測に有効な知見を得ることを目標にして、主として400m~1200mのグリッドスケールを持つモデルを用いた数値計算によって地形性局地豪雨の構造を解析する。

第1章の構成を以下に述べる。1.では、本論文にしめる本章の役割について詳細に述べる。さらに本章が気象学的アプローチをとる理由について述べ、同時に一つの積雲の内部構造を詳細に扱う意義についても述べる。2.では、本章で用いたモデルを、詳細な雲の微物理過程を陽に表現した微物理過程モデルと、地形の影響を考慮するための力学モデルに分けて解説する。3., 4., 5.では2.で解説したモデルを用いて最初は仮想的な形での試験的考察から始め、次第に実現象に近づけた考察へと進んでいくことで豪雨の構造解析を行う。まず、3.では地形によって生起したと見なすことができる初期鉛直上昇流の存在が積雲の発達過程に与える影響について考察する。続いて4.では山の鉛直方向、水平方向のスケールをパラメータ化した仮想的な山岳地形のモデルを用いて、非常に強い条件付不安定な大気での、豪雨をもたらすような積雲の発生・発達に及ぼす山岳地形のスケールの影響を考察する。さらに山岳地形が積雲の発達過程に影響している場合には、風のシアがその過程に与える影響についても考察する。5.では1996年6月の梅雨前線帯降雨時に観測した大気プロファイルを初期値として、実際の九頭竜川流域の地形を境界条件として導入して、ここまでの仮想的条件での考察を基礎として実際の大気・地形条件の下での積雲の生起・発達過程に及ぼす地形の影響を考察する。その際には、数値モデルを用いている利点を活かすために大気プロファイルや地形に様々な変化をさせて計算したものとの比較考察をおこなっている。最後に、6.で本章全体を豪雨予測に重要な物理過程に注目してまとめ、本章を結んでいる。

1. 短時間豪雨予測における積雲の雲物理的構造解析の重要性

本章では、本論文で目標とする洪水制御支援環境のために必要な局地豪雨に関する詳細な知識を与えることを目的とする。また、本章単独の成果として気象学をベースにした工学的な局地豪雨解析手法を提案し豪雨生起の条件とその予測方法を確立するための知見を提供することも行っている。すなわち、ここでは洪水を生起するような豪雨の発生・発達メカニズムに対して、物理的根拠を有した形で知見を提供する。その方法は、予測すべき物理量を明確に設定した上で、その物理量や注目すべき物理過程をモデルを用いた数値計算によってあらかじめ検討することから始まる。検討の結果として得られた焦点に注目して観測を行い、観測結果をモデルを通して解釈する。本研究では、この一連の物理的構造解析を通して豪雨生起の条件を物理的根拠を有した形で提供しており、それ自体も一般的な降雨予測知識として活用することが可能である。さらに、一般的に予測が困難であると言われ、過去に非常に大きな豪雨災害をもたらした北陸地方の前線帯降雨について、九頭竜川流域の梅雨前線帯豪雨を対象に本手法を用いて解析し、その予測可能性について言及している。

続いて、本章で扱う現象の時空間スケールについて述べる。本論文の目指す短時間降雨予測が時間的には1時間から6時間、空間的には流域スケールであり、擾乱の伝播ではなく、擾乱内の豪雨分布を主として扱うことは緒論で述べた。そのことおよび上述した本章の本論文に定める役割より、本節で扱う現象は時間的には15分～1時間、空間的には流域内を1～数Kmメッシュに分割した程度の大きさであること、すなわち1つの積雲を対象にすることが理由付けされる。なぜなら本論文が目的とするメソ β - γ スケールの降雨予測を行うためには、そのサブスケールとしての積雲のスケールの現象をモデル化し、あるいは把握することが重要であるためである。また、本論文が最終的に目的としているような貯水池操作による洪水制御の観点から見れば、日本ではダムに流れ込む流域面積が非常に小さいため、1つの積雲からの降雨であってもそれがダムへの流入量に占める割合は大きくなることから、本章で積雲スケールの現象を検討する理由である。さらに、本章で扱うスケールの現象は観測困難であるため、十分に把握されて来ているとは言えないが、主としてリモートセンシング技術の発達によって、観測可能性も高まってきたので、今後の観測を中心とした一連のプロジェクト研究にあらかじめ目星をつけておくという点でも、本章で積雲スケールの現象を扱う理由となる。

本章の位置づけ、本章で扱う現象のスケールについての考察に続いて、主として数値計算を用いた雲物理的構造解析というアプローチを選択した理由について述べる。上述してきているように、本章の目的は積雲スケールの大気現象を、主として洪水制御のための短時間降雨予測手法を開発するという観点から解析することである。このスケールの現象把握のためには、積雲を構成している様々な降水粒子に関して、その収支から降雨成因を把握することが必要となる。そのため、その収支をつかさどるような微物理過程を陽に表現することが必要になってくる。現在の観測技術ではそのような微物理過程を表現できるような観測を行うことは困難であるが、それぞれの微物理過程を理論的、実験的あるいは経験的に定式化したモデルを用いることで可能になる。また、数値計算による解析では、様々な初期条件や境界条件を変更した計算結果を比較す

ることによって、それらが目的とする現象に与える影響の大きさを考察することが可能である。さらに、雲物理的構造解析では現実には測定可能な物理量である降水粒子の収支を中心に考察をおこなうので、主としてリモートセンシング技術の発達に伴うそれらの降水粒子の測定可能性や測定精度の向上によって豪雨予測精度の向上を見積もることができる。

最後に本章のアプローチと、従前の気象学的アプローチの比較を述べる。ともに豪雨災害を防ぐことを目的とし、豪雨メカニズムの解明とその記述に立脚した予測を行おうとする点は同一である。その一方で、従前からの気象学が豪雨だけでなく、それも含めた一般的な気象現象を対象としているのに対し、本章のアプローチは純粋に洪水をもたらすような豪雨の予測を目指し、その中でも貯水池操作による洪水制御のための予測を目指している点が異なる。緒論でも述べたとおり、貯水池操作のためには絶対値としての予測が平均的に正しくなることよりも、降雨の立ち上がりとピークを適切に捕らえることができる予測手法が望まれる。したがって、本章における解析でも、降雨量や降雨の波形を全体的にあわせるというより、降雨がピークに来るタイミングの予測、一山型降雨かそうでなく何回もピークが来るか、豪雨が降る場所は特定できるかに考察の中心をおき、予測するために注目すべき現象を捕らえ、重点的に観測すべき項目を述べることに集中している。

2. 雲物理的構造解析のための積雲モデルの概要

ここでは高橋・阿波田⁸⁾が用いた2次元積雲モデルを大石ら³⁾によって修正された、地形を考慮した積雲モデルを説明する。

2.1. 詳細な雲の微物理過程を考慮した雲物理モデルの概要

本モデルに導入されている雲物理過程の特徴は、液相・固相にある様々な降水粒子の粒径分布を仮定せずに、主として径と密度でクラス分けしてその数密度（空気の単位体積あたりの個数）を陽に表現された詳細な雲の微物理過程によって収支を計算している点であり、このようなモデルを用いた集中豪雨の解析は気象学の分野でもまれである。

本モデルに導入されている微物理過程は大きく分けて、凝結過程、衝突併合過程、凍結・着氷過程、融解過程の4つからなる。ここでは、降水粒子のクラス分け、モデル内で用いている微物理過程を概説する。基礎方程式の展開および数値計算上のテクニックは付録で述べる。

2.1.1. 降水粒子

降水粒子は、相と密度によって水滴（液体・ $\rho_w = 1.0 \text{ [gcm}^{-3}\text{]}$ ）、雹（固体・ $\rho_h = 0.9 \text{ [gcm}^{-3}\text{]}$ ）、霰（固体・ $\rho_g = 0.3 \text{ [gcm}^{-3}\text{]}$ ）、氷晶（固体・ $\rho_i = 0.1 \text{ [gcm}^{-3}\text{]}$ ）に大きくクラス分けされ、さらに半径によって細かくクラス分けされる。水滴、雹、霰はその大きさによらず、球形であると仮定し、半径によって $2 \text{ [}\mu\text{m]}$ から 5.19 [cm] まで 45 のクラスに細分する。また考察の際には、水滴の大きさによって雲粒 ($2 \text{ [}\mu\text{m}] \sim 32 \text{ [}\mu\text{m}]$)、霧雨 ($32 \text{ [}\mu\text{m}] \sim 320 \text{ [}\mu\text{m}]$)、雨粒 ($0.32 \text{ [mm]} \sim$) という呼称を用いる。

自然界での氷晶の形は気温と湿度によって様々であるが、本モデルでは円盤型を仮定し、半径により $20 \text{ [}\mu\text{m}]$ から 2.05 [cm] まで 21 クラスに、厚みにより 5 クラスに細分化する。

2.1.2. 凝結過程

凝結過程は大気中の水蒸気が拡散過程によって降水粒子に運ばれたり、逆に降水粒子から放出される過程であり、降水粒子を作る過程と降水粒子を凝結によって成長させる過程、すなわち凝結核と氷晶核の活性化 (nucleation)、水滴と氷粒 (氷晶・霰・雹) の凝結 (vapor diffusion) による成長に細分化される。

(a) 凝結核の活性化 (Nucleation)

完全に澄んだ空気中で Nucleation が起こり水滴を生ずるためにはおよそ 300 % の過飽和度が必要である。しかし大気中には吸湿性の微粒子が多く存在し、これを核とすることによって水蒸気はわずかな過飽和度でも水滴に成長できる。このような微粒子を凝結核 (nucleus of water particles) と呼び、その数密度は海洋性気団よりも大陸性の気団のほうが多く、ニューヨークなど大都市上空では $3000 \text{ [cm}^{-3}\text{]}$ にも達する。本モデルの初期凝結核濃度は大陸性の雲であることを仮定し $500 \text{ [cm}^{-3}\text{]}$ とした。凝結核が活性化して雲粒をつくる過程の計算にはそれだけで膨大な時間を要するので、Takahashi²¹⁾ が計算した雲底付近の粒径分布をもつ雲粒が瞬時に生じると仮定する。また気塊が不飽和の場合には雲粒は蒸発し凝結核が放出される。

一方、水蒸気が氷に対して過飽和であるとき、氷晶核の活性化 (nucleation of ice particles) により氷晶ができる。凝結核の活性化の時と同様、純粋な水滴や水蒸気から初期の氷晶になる過程 (homogeneous nucleation of ice particles) は非常に低温、高過飽和度が要求される。Houze¹²⁾によれば、純粋な水滴が氷晶になるためには、気温が -40°C 以下であることが理論的に必要であるし、水蒸気から初期氷晶になるためには気温 -65°C 、過飽和度 1000%という条件が必要となる。しかし、実際には水滴の場合と同様、空気中の微粒子を核として -40°C 以上でも氷晶核は活性化 (heterogeneous nucleation of ice particles) して氷晶を作る。この過程は、水蒸気から直接微粒子の上に氷晶が成長する場合 (deposition nucleation)、何らかの核が過冷却水中を漂って起こる場合 (immersion freezing)、凝結核が活性化してできた水滴が凍る場合 (condensation nucleation)、水滴が微粒子に接触するときに凍結する場合 (contact nucleation) 等に分類される。

本モデルでは deposition nucleation は氷晶核の活性化割合で表現されている。その割合は Fletcher¹⁰⁾に従い温度の関数とした。それによって生じる氷晶の初期粒径分布は平均値 $50\text{ }[\mu\text{m}]$ 、分散 $3\text{ }[\mu\text{m}^2]$ のガウス分布で与えた。逆に氷晶、霰、雹が昇華すれば氷晶核が放出される。

上述した氷晶核に加えて、半径が $20\text{ }[\mu\text{m}]$ より小さい霰・雹や 2 次氷晶芽と呼ばれるものが氷晶核として振舞う。これを 2 次氷晶芽と呼ぶ。ここで 2 次氷晶芽とは、Hallet and Mossop¹¹⁾によって実験的に確かめられたものであり、霰と大きな水滴の衝突の際に過冷却な水滴内部に氷の層が走り、分裂することによってできると考えられている氷晶核のことである。

(b) 凝結による成長 (Vapor Diffusion)

球形の降水粒子である水滴、霰、霰の凝結過程は、球形の周囲の水蒸気分布および熱分布を表現するラプラスの式より、凝結によって単位時間あたり 1 つの粒子が質量を増減する様子を Eq.(2.1) として導出する。

$$\frac{dm}{dt} = \frac{4\pi r_d C (S - 1)}{\frac{L^2 M}{K R T_\infty^2} + \frac{R T_\infty}{e_s(T_\infty) D_f M}} \quad \dots\dots\dots (2.1)$$

ここで、 m は 1 つの降水粒子の質量、 r_d は粒子の半径、 C は通風係数、 S は過飽和度、 L は潜熱、 M は水の分子量、 K は空気熱伝導度、 R は気体定数、 T_∞ は周囲の気温、 $e_s(T)$ は気温 T での飽和水蒸気混合比、 D_f は水蒸気の拡散係数である。また、凝結に伴う潜熱の放出によって飽和水蒸気混合比が大きくなり、実際の凝結量が小さくなる効果を Asai⁷⁾の方法により修正し、Eq.(2.1) によって計算される凝結量の γ 倍としている。

氷晶が凝結成長する方程式は、物体が静電気を帯びる電荷帯電現象と同様に扱うことで、以下のような式となる。

$$\frac{dm}{dt} = \frac{4\pi C C_o (S - 1)}{\frac{L^2 M}{K R T_\infty^2} + \frac{R T_\infty}{e_s(T_\infty) D_f M}} \quad \dots\dots\dots (2.2)$$

ここで、 C_o は容量である。

これらの凝結成長の方程式を用いて、質量保存則を満たしながら凝結成長を計算するために、全降水粒子の全クラスが凝結および凝結核の活性化を行ったときに必要な水蒸気混合比の量を求め、それに対する過飽和水蒸気混合比の比 α を用いて、それぞれの降水粒子の凝結による成長量および nucleation により生成される量を

$$\frac{dm_{real}}{dt} = \alpha \frac{dm}{dt}, \dots\dots\dots (2.3)$$

として決定する。

また、降水粒子は離散的にクラス分けされているので凝結により降水粒子が成長した時には、成長量に応じて水滴の数と質量を保存した上でクラスを変える必要が生じる。これを Kovetz & Olund¹³⁾ のスキームで行う。

2.1.3. 衝突併合過程 (Coalescence, Aggregation)

ここでは、水滴同志の衝突による成長 (coalescence) と氷晶同志の衝突による成長 (aggregation) について説明する。この過程による成長は、前述した凝結過程が、粒径の小さな降水粒子に対して支配的成長要因であるのに対し、粒径の大きな降水粒子に対して支配的に作用する。

体積 u と体積 $v-u$ の2水滴が衝突して体積 v の水滴が形成されたとすると、体積 v をもつ水滴の数密度 $n(v, t)$ の時間変化である Eq.(2.4) が衝突過程の基礎式となる。

$$\begin{aligned} \frac{\partial n(v, t)}{\partial t} = & \frac{1}{2} \int_0^v n(v, t) V(v-u|u) n(v-u, t) du \\ & - \int_0^\infty n(v, t) V(v|u) n(u, t) du. \dots\dots\dots (2.4) \end{aligned}$$

である。ここで $V(v|u)$ は衝突因子 (collection kernel) である。水滴の場合には、 $V(v|u) = \pi R^2 E(R|r)^2 \cdot \Delta U(R, r) \xi$ とする。ここで R は大水滴の半径、 r は小水滴の半径である。 $E(R|r)$ は衝突係数 (collection efficiency) であり、大水滴の中心から半径 Y_c 以内にある小水滴がすべて補足されるとき、 $E(R|r) = Y_c/R$ で定義される。 ξ は付着係数であり、衝突した水滴が併合せずにはねかえったり、衝突によって分裂することを表現したものである。水滴の付着係数は1とした。 $\Delta U(R, r)$ は大水滴と小水滴の落下速度の差である。

また、降水粒子は離散的にクラス分けされているため、Berry⁸⁾ のスキームといわれる数値計算上のテクニックを用いて計算している。

水滴と同様、着氷していない氷晶、すなわち最も薄いクラスの氷晶は衝突併合過程によって径方向に成長する。氷晶の衝突併合の計算では、衝突因子は氷晶のゆらぎによる付着を考慮して以下のように表す。

$$DK(x|y) = \left[\pi r(x)^2 E(x|y)^2 (V(x) - V(y)) + (r(x) + r(y))^2 2\sigma^* (2\pi)^{\frac{1}{2}} \right] \xi_s. \dots\dots\dots (2.5)$$

ここで $r(x)$, $r(y)$ は雪辺 x , y の半径、 $E(x|y)$ は衝突係数であり、水滴どうしの衝突の場合と同様に計算する。 $V(x)$, $V(y)$ はそれぞれの落下速度、 σ^* はゆらぎの標準偏差、 ξ_s は付着係数である。氷晶も水滴とほぼ同様の Berry (1967) のスキームを用いて計算を行っている。

2.1.4. 凍結・着氷過程 (Freezing・Riming)

凍結過程とは 2.1.2. で述べた condensation nucleation と contact nucleation のことであり、着氷過程とは大気中の氷晶、霰および雹が小さな水滴と衝突した時にその水滴を取り込んで成長することである。モデル中では水滴の落下速度が氷の落下速度より早いときには contact nucleation が起こり、その逆の時には着氷が起こるとしている。

(a) 凍結過程 (Freezing)

Condensation nucleation は Vali¹⁸⁾ が実験的に求めた凍結確率によって、表現している。これは氷点下の水滴が凍結する割合が気温に関する指数関数であるとしたものである。モデルでは、この過程で凍結した水滴は同じ半径をもつ雹となるとした。

Contact nucleation は大きな過冷却水滴と小さな氷晶との衝突によっておこる。氷晶と水滴の衝突の計算は衝突係数の値の他は 2.1.3. で述べた水滴同士の衝突併合の計算と同様に行う。凍結水滴のうち半径が 20 μm を越える大きなものは、凍結したときの落下速度と表面の温度の関数である密度によって雹か霰にクラス分けされる。

(b) 着氷過程 (Riming)

小さな水滴と大きな氷晶の衝突あるいは水滴と雹、霰の衝突により氷晶、雹、霰は水滴を取り込み成長する。この過程を着氷過程 (riming) と呼ぶ。着氷に関する衝突の計算は (a) の contact nucleation の時と全く同じである。

氷晶は着氷過程により厚さを増し、Cotton⁹⁾ にしたがって、厚さが径に等しくなれば霰のクラスに入れる。霰が着氷過程により成長し密度を変えて $0.7[\text{g cm}^{-3}]$ より大きくなった場合には雹のクラスに入れる。

2.1.5. 融解過程 (Melting)

落下する雹、霰、氷晶は 0°C 層を横切る瞬間から融解を始める。融解を始めた降水粒子が完全に融けきるまでに要する時間と落下距離は粒子の大きさにより計算される。この落下距離を経過時間で割ったものは限界落下速度と呼び、粒子の大きさと周りの気温により求められるものである。 0°C 層以下のある高度における粒子の落下速度とその気温における限界落下速度を比較して、粒子の落下速度が限界落下速度より大きければ粒子は融解しておらず、粒子の落下速度が限界落下速度と一致したところで完全に融解したものとする。

2.2. 地形の影響を考慮した力学モデルの概要

本節では 3 次元の風の運動方程式および連続式、気圧の診断方程式、気温等スカラー量の連続式を説明する。また、本研究では地形が雲物理過程に与える影響を詳細に考察することで地形の影響を受けた局地降雨を理解するという立場をとっているため、力学モデルの下層境界条件に地形を導入する必要がある。地形を下層境界条件として導入する方法には直交座標系のまま階段状の地形を導入する方法と、地形に沿った一般化座標系を導入する方法があるが、様々な形状の山岳に速やかに対応できるという利点から山岳の導入には座標変換を用いた。そこで、地形に沿った一般化座標系 (σ 座標系) に変換する方法を説明する。

本研究で用いた力学過程は非静水力学 (Non-Hydrostatic) モデルである。大気力学モデルとして代表的なものに非静水力学モデルの他には静水力学モデル (Hydrostatic) がある。静水力学モデルでは鉛直方向に運動方程式を解く代わりに静力学的釣合式

$$\frac{\partial \pi'}{\partial z} = \frac{\theta'}{\theta_0^2} g, \quad \dots \dots \dots (2.6)$$

$$\pi = C_p \left(\frac{p}{1000} \right)^{R_d/C_p} = \frac{C_p T}{\theta} \quad \dots \dots \dots (2.7)$$

を解く。この静力学モデルは高速に安定した計算を行うことが可能であるが、本研究で必要とされる潜熱放出による局地的な気圧の変化や降水粒子による下降気流などを考慮することはできない。そのため鉛直方向

の運動方程式も解く必要がある非静水力学モデルを用いた。非静水力学モデルを解くためには、大気の密度の時間変化を計算する弾性系 (Elastic, E-系) モデルと、運動方程式から気圧を診断的に求める非弾性系 (Anelastic, AE-系) モデルがある。弾性系と非弾性系の違いは大気の連続式に表れる。弾性系大気モデルの連続式は

$$\frac{1}{\rho} \frac{d\rho}{dt} + \nabla \cdot \rho \mathbf{v} = 0, \dots\dots\dots (2.8)$$

で表される。これを用いて、大気密度分布を時間積分する。一方、非弾性大気モデルの連続式は

$$\nabla \cdot \rho_0 \mathbf{v} = 0, \dots\dots\dots (2.9)$$

である。弾性系大気モデルを用いることにより音波が解に現れるが、音波は本研究で対象とするスケールの現象には関係がないと考えられる。したがってここでは、音波は取り除き、重力波を残した非弾性系大気モデルを用いた。AE-系を用いるとポアソン方程式型の気圧の方程式が現れるが、座標変換にともなって式が対角行列で表されない形となるので、高速フーリエ変換 (FFT) を用いたポアソン方程式の数値解法をそのまま用いることができなくなる。そのため、AE-系でかつ地形を導入した数値実験の例はほとんどない。ここでは、この問題の解法は大石ら⁴⁾ によって簡便に解く方法が提案されたので、それを用いる。

以下、方程式系を説明する際に、直交座標系では x^1, x^2, x^3 あるいは x, y, z を座標系として用い、一般化座標系では $\bar{x}^1, \bar{x}^2, \bar{x}^3$ あるいは x, y, σ を座標系として用いる。一般化座標系は次のように表される。

$$\begin{aligned} \bar{x}^1 &= x^1 \\ \bar{x}^2 &= x^2 \\ \bar{x}^3 &= H \left(\frac{x^3 - Z_g}{H - Z_g} \right) \dots\dots\dots (2.10) \end{aligned}$$

ここで H は解析領域の高さ、 Z_g は山岳の標高である。

モデルの各基礎式を直交座標系から σ 座標系に変換する座標変換の手段としては、1) テンソル解析の手法を用いる方法、2) チェーンルールを用いる方法の2通りある。2) の方法では、ベクトルの方向の変化が考えられていないので一般には正しくない。しかし、Wong and Hage¹⁹⁾ は、静水圧近似を用いている場合は、連続式や拡散項にあらわれるその差は静水圧近似によって隠されて、1) と 2) による変換結果は一致することを示した。本研究では非静水圧モデルを用いているのでチェーンルールを使用することはできない。そこで、テンソル解析の手法を用いる方法を採用した。テンソル解析を用いる際には、基礎式の各項をテンソルとして扱うことによりテンソルの性質として既知の様々な性質や解析手法を利用することができるので、以下ではそれらの性質を用いて基礎式を変換する。したがって、直交座標系での基礎式もテンソル解析の方法で記述している。すなわち、数式中の添字は総和規約に従うものとし、各項右下の添字 $[,i]$ や $[,j]$ は直交座標系ではそれぞれ x^i, x^j 方向の微分を表し、一般化座標系では \bar{x}^i, \bar{x}^j 方向の共変微分を表す。

式の展開に関する説明、式中の計量テンソル、Christophel 記号、共変微分などのテンソル解析固有の記号については付録にて説明する。

2.2.1. 直交座標系の方程式

(a) 運動方程式

直交座標系での運動方程式は、Eq.(2.11) で表される。

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} \left\{ \frac{1}{\rho_0} (\rho_0 u^i) \right\} = & -\frac{1}{\rho_0} (\rho_0 u^i u^j)_{,j} - C_p \theta_0 (\delta^{ij} \pi')_{,j} \\ & + \delta^{i3} g \left(\frac{\theta'}{\theta_0} + 0.61 Q'_v - Q_w \right) + F^{ij}_{,j}. \end{aligned} \quad (2.11)$$

ここで, ρ_0 は大気密度, u^i は x^i 方向の風速, C_p は定圧比熱, θ_0 は温位の初期値, π' は無次元化した気圧偏差 ($\pi' = (p/p_0)^{\frac{R_d}{C_p}}$), g は重力加速度, Q_v は水蒸気混合比, Q_w は全ての降水粒子の混合比の和, K_m は渦拡散係数であり, 各変数で右上に'のついた変数は初期値からの偏差を表す. また, F^{ij} は,

$$F^{ij} = K_m e^{ij} = K_m \left\{ G^{jn} \left(\frac{\partial u^i}{\partial x^n} \right) + G^{in} \left(\frac{\partial u^j}{\partial x^n} \right) - \left(\frac{\partial G^{ij}}{\partial x^n} \right) u^n \right\} \quad (2.12)$$

で表される拡散項である. このとき K_m は

$$\begin{aligned} K_m = & (C\Delta)^2 \left(\frac{1}{2} e^{ij} e_{ij} \right)^{1/2} \\ = & (C\Delta)^2 \left[A_1 \left(\left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial w}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial y} \right)^2 \right. \right. \\ & \left. \left. + 2 \left[\left(\frac{\partial u}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial y} \right)^2 + \frac{1}{\rho_0} \left(\frac{\partial \rho w}{\partial z} \right)^2 \right] \right) + A_2 g \frac{\partial}{\partial z} \left(-\frac{\theta'}{\theta} - 0.61 Q'_v + Q_w \right) \right]^{\frac{1}{2}}, \end{aligned} \quad (2.13)$$

ここで, 定数は Soong and Ogura¹⁶⁾ より $A_1 = 1$, $A_2 = 0$, $C = 0.40$ とし,

$$\Delta = \{(dxdydz)\}^{1/3}, \quad (2.14)$$

である.

(b) 気圧の診断方程式

直交座標系での気圧の診断方程式は Eq.(2.15) のポアソン方程式で表される.

$$\begin{aligned} C_p \theta_0 (\pi' \delta^{ij})_{,ji} = & -\frac{1}{\rho_0} (\rho_0 u^i u^j)_{,ji} + \delta^{i3} \left[g \left(\frac{\theta'}{\theta_0} + 0.61 Q'_v - Q_w \right) \right]_{,i} \\ & + \frac{1}{\rho_0} (\rho_0 F^{ij})_{,ji} - \frac{\partial}{\partial t} \left\{ \frac{1}{\rho_0} (\rho_0 u^i)_{,i} \right\}. \end{aligned} \quad (2.15)$$

気圧の診断方程式は高速フーリエ変換 (FFT) を用いたポアソン方程式を解くサブルーチン (NCAR の FISHPAK Ver. 3.2) を使って解いている.

(c) スカラーの保存式

温位や各降水粒子の混合比, 数密度, 凝結核などの保存式をスカラーの保存式と呼ぶ. 直交座標系でのスカラーの保存式は Eq.(2.16) で表される.

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} = -\frac{1}{\rho_0} (\rho_0 u^i \phi)_{,i} + H^i_{,i}. \quad (2.16)$$

$$H^i = K_h \delta^{ij} \frac{\partial \phi'}{\partial x^j} = K_h \delta^{ij} \phi'_{,j} \quad (2.17)$$

ここで拡散係数 K_h は水蒸気混合比, 温位に関しては K_m と同じ値を用い, 降水粒子に対しては K_m の 3 倍の値を用いている.

2.2.2. 一般化座標系の方程式

(a) 運動方程式

一般化座標系での運動方程式を展開すると Eq.(2.18) で表される.

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} \left\{ \frac{1}{\rho_0} (\rho_0 \bar{u}^i) \right\} = & -\frac{1}{\rho_0} \left[\frac{1}{G^{1/2}} \frac{\partial}{\partial \bar{x}^j} (G^{1/2} \rho_0 \bar{u}^i \bar{u}^j) + \left\{ \begin{matrix} i \\ m \quad n \end{matrix} \right\} \rho_0 \bar{u}^m \bar{u}^n \right] \\ & + \frac{\partial \bar{x}^i}{\partial x^3} g \left(\frac{\theta'}{\theta_0} + 0.61 Q'_v - Q_w \right) \\ & + \frac{1}{G^{1/2}} \frac{\partial}{\partial \bar{x}^j} (G^{1/2} \bar{F}^{ij}) + \left\{ \begin{matrix} i \\ m \quad n \end{matrix} \right\} \bar{F}^{mn} \\ & - C_p \theta_0 \left[\frac{1}{G^{1/2}} \frac{\partial}{\partial \bar{x}^j} (G^{1/2} G^{ij} \pi') \right] \\ & - C_p \theta_0 \pi' \left\{ \begin{matrix} i \\ m \quad n \end{matrix} \right\} G^{mn} \dots\dots\dots (2.18) \end{aligned}$$

また, \bar{F}^{ij} は,

$$\bar{F}^{ij} = K_m \bar{e}^{ij} = K_m \left\{ G^{in} \left(\frac{\partial \bar{u}^i}{\partial \bar{x}^n} \right) + G^{in} \left(\frac{\partial \bar{u}^j}{\partial \bar{x}^n} \right) - \left(\frac{\partial G^{ij}}{\partial \bar{x}^n} \right) \bar{u}^n \right\} \dots\dots\dots (2.19)$$

で表される拡散項である. このとき K_m は,

$$K_m = (C\Delta)^2 \left(\frac{1}{2} \bar{e}^{ij} \bar{e}_{ij} \right)^{1/2}, \dots\dots\dots (2.20)$$

である.

(b) 気圧の診断方程式

一般化座標系での気圧の診断方程式は Eq.(2.21) で表される.

$$\begin{aligned} & \frac{C_p \theta_0}{G^{1/2}} \left\{ \frac{\partial^2}{\partial (\bar{x}^1)^2} (G^{1/2} \pi') + \frac{\partial^2}{\partial (\bar{x}^2)^2} (G^{1/2} \pi') + \frac{\partial^2}{\partial (\bar{x}^3)^2} (G^{1/2} G^{33} \pi') \right\} \\ & + \frac{2C_p \theta_0}{G^{1/2}} \left[\frac{\partial^2}{\partial \bar{x}^1 \partial \bar{x}^3} (G^{1/2} G^{13} \pi') + \frac{\partial^2}{\partial \bar{x}^2 \partial \bar{x}^3} (G^{1/2} G^{23} \pi') \right] \\ & + \frac{C_p \theta_0}{G^{1/2}} \left[\frac{\partial}{\partial \bar{x}^1} \left\{ \pi' \frac{\partial}{\partial \bar{x}^1} (G^{1/2}) + \pi' \frac{\partial}{\partial \bar{x}^3} (G^{1/2} G^{13}) \right\} \right] \\ & + \frac{C_p \theta_0}{G^{1/2}} \left[\frac{\partial}{\partial \bar{x}^2} \left\{ \pi' \frac{\partial}{\partial \bar{x}^2} (G^{1/2}) + \pi' \frac{\partial}{\partial \bar{x}^3} (G^{1/2} G^{23}) \right\} \right] \\ & + \frac{C_p \theta_0}{G^{1/2}} \left[\frac{\partial}{\partial \bar{x}^3} \left\{ \pi' \frac{\partial}{\partial \bar{x}^1} (G^{1/2} G^{31}) + \pi' \frac{\partial}{\partial \bar{x}^2} (G^{1/2} G^{32}) + \pi' \frac{\partial}{\partial \bar{x}^3} (G^{1/2} G^{33}) \right\} \right] \\ & = -\frac{1}{\rho_0} \left[\frac{\partial}{\partial \bar{x}^1} \{ \rho_0 (FLX - \overline{DEF1}) \} + \frac{\partial}{\partial \bar{x}^2} \{ \rho_0 (FLY - \overline{DEF2}) \} \right. \\ & + \frac{\partial}{\partial \bar{x}^3} \left\{ \rho_0 (FL\sigma - \overline{DEF3}) - \frac{H}{H - Z_g} g \left(\frac{\theta'}{\theta_0} + 0.61 Q'_v - Q_w \right) \right\} \left. \right] \\ & - \frac{\partial}{\partial t} \left[\frac{1}{\rho_0} \left\{ \frac{1}{G^{1/2}} \frac{\partial}{\partial \bar{x}^1} (G^{1/2} \rho_0 \bar{u}^1) + \frac{1}{G^{1/2}} \frac{\partial}{\partial \bar{x}^2} (G^{1/2} \rho_0 \bar{u}^2) + \frac{\partial}{\partial \bar{x}^3} (\rho_0 \bar{u}^3) \right\} \right] \dots\dots\dots (2.21) \end{aligned}$$

ここで, FLX , FLY , $FL\sigma$ はそれぞれ, Eq.(2.22), Eq.(2.23), Eq.(2.24) で表される.

$$FLX = \frac{1}{G^{1/2} \rho_0} \frac{\partial}{\partial \bar{x}^j} (G^{1/2} \rho_0 \bar{u}^1 \bar{u}^j) \dots\dots\dots (2.22)$$

$$FLY = \frac{1}{G^{1/2}\rho_0} \frac{\partial}{\partial \bar{x}^j} \left(G^{1/2}\rho_0 \bar{u}^2 \bar{u}^j \right) \dots\dots\dots (2.23)$$

$$FL\sigma = \frac{1}{G^{1/2}\rho_0} \frac{\partial}{\partial \bar{x}^j} \left(G^{1/2}\rho_0 \bar{u}^3 \bar{u}^j \right) + \left\{ \begin{matrix} 3 \\ m \quad n \end{matrix} \right\} \bar{u}^m \bar{u}^n \dots\dots\dots (2.24)$$

次に、一般化座標系を施すことによって対角型とならなかった Poisson 方程式を高速フーリエ変換 (FFT) を用いて解く方法を説明する。一般化座標系では、Eq.(2.21) の左辺を対角型にするためには次式のように右辺に π' を含む項が現れる。

$$C_p \theta_0 \left\{ \frac{\partial^2}{\partial (\bar{x}^1)^2} + \frac{\partial^2}{\partial (\bar{x}^2)^2} + \frac{\partial^2}{\partial (\bar{x}^3)^2} \right\} (G^{1/2}\pi') = g(\pi', \bar{u}^1, \bar{u}^2, \bar{u}^3, \theta, Q'_v, \dots) \dots\dots\dots (2.25)$$

この式を数値的に解くことは容易ではないが、右辺の π' には時間的に 1 ステップ前の値を代入し左辺の π' との間で収束計算を行うことによって気圧を求めている。この方法であれば、直交座標系の Poisson 方程式の数値解を求めたサブルーチンをそのまま使用することができる。

(c) スカラーの保存式

一般化座標系でのスカラーの保存式は Eq.(2.26) で表される。

$$\begin{aligned} \frac{\partial \phi}{\partial t} = & -\frac{1}{G^{1/2}\rho_0} \left\{ \frac{\partial}{\partial \bar{x}^1} (G^{1/2}\rho_0 \bar{u}^1 \phi) + \frac{\partial}{\partial \bar{x}^2} (G^{1/2}\rho_0 \bar{u}^2 \phi) + \frac{\partial}{\partial \bar{x}^3} (G^{1/2}\rho_0 \bar{u}^3 \phi) \right\} \\ & + \frac{1}{G^{1/2}} \left\{ \frac{\partial}{\partial \bar{x}^1} (G^{1/2} K_h \frac{\partial \phi'}{\partial \bar{x}^1}) + \frac{\partial}{\partial \bar{x}^3} (G^{1/2} K_h G^{13} \frac{\partial \phi'}{\partial \bar{x}^1}) \right\} \\ & + \frac{1}{G^{1/2}} \left\{ \frac{\partial}{\partial \bar{x}^2} (G^{1/2} K_h \frac{\partial \phi'}{\partial \bar{x}^2}) + \frac{\partial}{\partial \bar{x}^3} (G^{1/2} K_h G^{23} \frac{\partial \phi'}{\partial \bar{x}^2}) \right\} \\ & + \frac{1}{G^{1/2}} \left\{ \frac{\partial}{\partial \bar{x}^1} (G^{1/2} K_h G^{13} \frac{\partial \phi'}{\partial \bar{x}^3}) + \frac{\partial}{\partial \bar{x}^2} (G^{1/2} K_h G^{23} \frac{\partial \phi'}{\partial \bar{x}^3}) + \frac{\partial}{\partial \bar{x}^3} (G^{1/2} K_h G^{33} \frac{\partial \phi'}{\partial \bar{x}^3}) \right\}. \end{aligned} \dots\dots\dots (2.26)$$

ここで、水蒸気混合比、温位、降水粒子に対する拡散係数の関係は 2.2.1.(c) とおなじである。

2.2.3. 境界条件と数値解法

初期条件は、計算領域全域で高度毎に一様に与えるものとする。初期条件の値は考察対象によって様々に変えるため、考察時に詳しく述べる。

次に境界条件を述べる。上下端では温位、水蒸気混合比は初期値に固定、鉛直風速は 0 とする。雨滴、氷晶などの降水粒子は下端で 0 とし、地表面に到達した雨は系外へ出るようにした。

左右端は水平風速 u について Orlanski open boundary condition¹⁵⁾ を用いている。これは

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} + C_{ph} \frac{\partial \phi}{\partial x} = 0 \dots\dots\dots (2.27)$$

において領域の内部の値から局所的に位相速度 C_{ph} を決定するものである。ここで位相速度 $C_{ph} = C_x$ は次式で計算する。

$$C_x = -\frac{u_{IM-1}^{\gamma+1} - u_{IM-1}^{\gamma-1}}{0.5 \cdot (u_{IM-1}^{\gamma+1} + u_{IM-1}^{\gamma-1}) - u_{IM-2}^{\gamma}} \frac{\Delta x}{2\Delta t} \dots\dots\dots (2.28)$$

ここで γ は現在の時刻ステップ, $\gamma-1$ は1ステップ前, $\gamma+1$ は1ステップ後を表す.

その他の変数は境界での流れが inflow か outflow かで次のように決定される.

inflow の場合

$$A_{\text{IM}}^* = A_{\text{IM}-1}^* = A_{\text{IM0}}^* \dots\dots\dots (2.29)$$

outflow の場合

$$\frac{\partial A_{\text{IM}}^*}{\partial x} = 0, \dots\dots\dots (2.30)$$

すなわち

$$A_{\text{IM}}^* = A_{\text{IM}-1}^* \dots\dots\dots (2.31)$$

ここで A^* は鉛直風速 w と全てのスカラー変数, A_{IM0}^* はその境界での初期値である.

3. 雲物理を考慮した積雲の発達過程に与える地形性鉛直風の影響解析

3.1. 目的

本節では、大石ら¹⁾、大石ら²⁾、Oishi et. al.¹⁴⁾ をもとに、地形が積雲の発達に与える影響を調査する第一段階として地形によって生起されたとみなすことができる初期鉛直上昇流（下層収束：Updraft）を与え、これが積雲の発達過程に与える影響およびその結果としての降水の様子を調査する。なぜなら、地形が雲物理過程に与える影響として容易に考えられるものは地形の影響による上昇流が大気を強制上昇させることによって凝結を促したり、潜在不安定を顕在化させることであるからであり、その影響を見積もっておくことは実際に地形を導入したときの考察の指針となりうるからである。

本節では、地形は与えずに、地形によって生起したと見なすことができる鉛直上昇流を下層収束の形で初期値として与え、それを維持する機構は持たせずに時間積分を行い、それが成長期初期の積雲を生起する様子や、生起された成長期初期の積雲の違いが雲物理過程を経て降雨現象の違いとなって出現する様子を考察する。具体的には、初期鉛直上昇流がある場合とない場合、ある場合についてはその大きさを変化させることによって積雲の生起状況、成長のスピードとその継続時間、地表面での降雨強度、積雲内での鉛直上昇流の時系列に与える影響を調査する。

3.2. 計算条件

計算時間を短縮するために雲が生成しやすい条件にする目的で、気温は夏季における熱帯の大気の平均的な状態 (Yamazaki²⁰⁾)) を、雲底がおおよそ高度 600m、雲頂が高度約 8km になるように修正したものをを用いている。この初期状態は Fig.1.3.1 に示すように条件付き不安定な成層をしている。

気温と湿度の鉛直分布を Fig.1.3.2 に示す。地表面の気温は 300[K] で、高度 1.4km までは乾燥断熱減率 9.76[K/km] に従い気温が低下する。高度 1.4km から 6.2km の間の気温減率は 9[K/km]、6.2km から 7.2km までは 3[K/km]、高度 7.2km 以上では 1.5[K/km] である。0℃層は高度 3.4 km、雲底の気温は +23℃となる。空気中の水蒸気含有量を示す水蒸気混合比は実際に雲が生成する状況に即して高度 1.4 km までを一定値とし、その後高度とともに減少するように与える。飽和水蒸気混合比は気温とともに減少するので湿度の鉛直分布は Fig.1.3.2 のようになる。湿度は地表面で 87% とし、高度 1.4km で 99% に達する。高度とともに湿度は低くなるが勾配は緩やかで上端でも 67% である。

一般場の初期条件に加えて、雲を作るための初期の刺激として計算領域の中央に飽和した空気塊を与える。これは研究目的にあうように計算領域の中央下層に雲を生起させるためである。

風速は連続式

$$\frac{\partial}{\partial x}(\rho_0 u) + \frac{\partial}{\partial y}(\rho_0 v) + \frac{\partial}{\partial z}(\rho_0 w) = 0 \quad \dots\dots\dots (3.1)$$

を満たさなければならないので流れ関数を用いて左右対称状の Circulation 状としてあたえる。その流れ関数 ψ を次に示す。

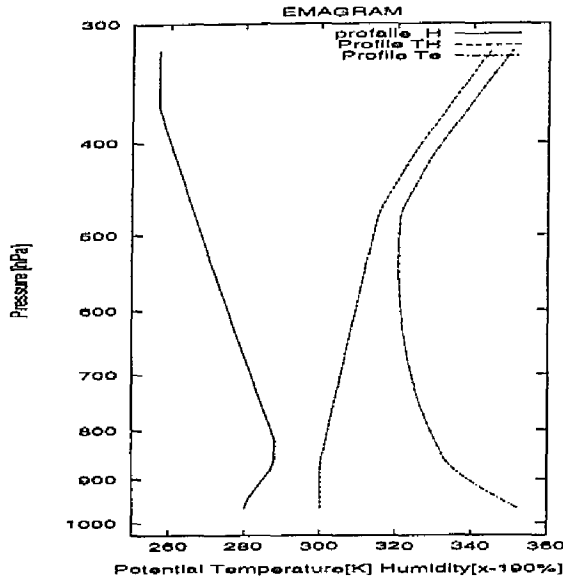


Fig. 1.3.1. Profile of Atmosphere for Section 1.3 and 1.4. The Solid Line Shows the Profile of Humidity, the Dashed Line Shows the Potential Temperature and the Broken Line Shows the Equivalent Potential Temperature.

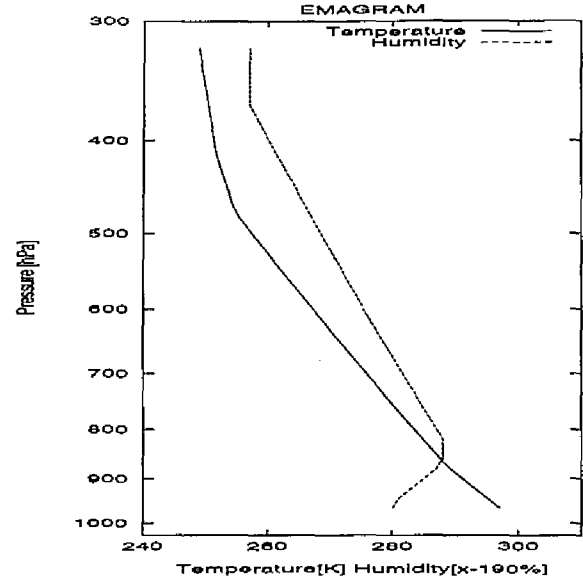


Fig. 1.3.2. Profile of Temperature for Section 1.3 and 1.4. The Solid Line Shows the Profile of Temperature and the Dashed Line Shows Humidity.

$$\Phi = A \times 10^6 \sin \frac{\pi(x-2)}{(X-2)/2} \sin \frac{\pi(z-1)}{Z} \dots\dots\dots (3.2)$$

ただし A は風速を変化させる係数, X は計算領域全体の幅に相当する格子点番号 ($= 55$), Z は初期風速をあたえる領域の上限に相当する格子点番号である.

また, 初期風速 u_0, w_0 は次の式から計算する.

$$\rho_0 u_0 = -\frac{\partial \Phi}{\partial z} \dots\dots\dots (3.3)$$

$$\rho_0 w_0 = \frac{\partial \Phi}{\partial x} \dots\dots\dots (3.4)$$

初期風速を与えた状態は地形等の影響を受けて大気中に偶然生起したものと考え, 初期風速を最初に与えた後は強制的な外力によって風を維持するような状態にはしない. すなわち, 初期の下層収束は Fig.1.3.3 のようになる.

本節では Eq.(3.2) の係数を変化させることで初期鉛直上昇流を変えて 3 通り行なった. それぞれの場合の初期鉛直風速の最大値は Case 1-3-1: 0[cm/s], Case 1-3-2: 20[cm/s], Case 1-3-3: 40[cm/s] である.

以下では, Case 1-3-1 と Case 1-3-2 を山岳地形の影響により鉛直上昇流が生起された場合とそうでない場合とみなし, これらの比較から初期鉛直上昇流が積雲の生起状況, 成長のスピード, 寿命, 地表面降雨強度, 鉛直上昇流の継続時間に与える影響を考察し, Case 1-3-2 と Case 1-3-3 を比較することで鉛直上昇流の強さが上述の項目に与える影響を考察する.

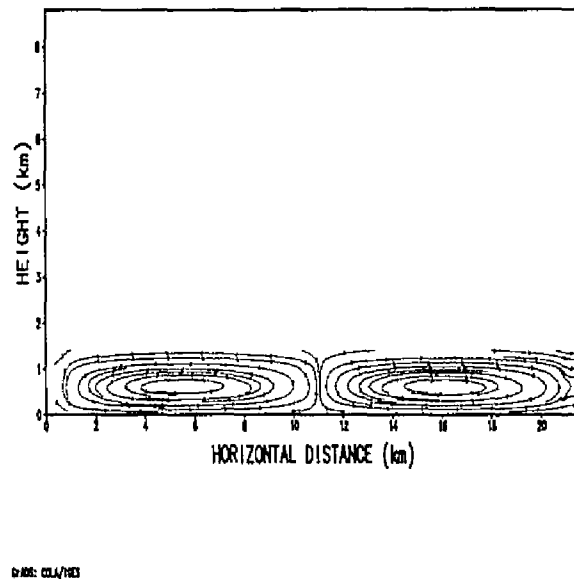


Fig. 1.3.3. Initial Low Level Convergence.

3.3. 計算結果と考察

まず、考察に用いる図の見方を説明しておく。つづいて、考察の際に重要となる積雲の発達段階について小倉⁴⁾を引用して簡単に説明し、それらに着目しつつ考察を行う。

3.3.1. 図の見方

Fig.1.3.4に示した降水強度の分布図の1事例毎の図の中で、左側の等値線図はその下に表した濃淡の凡例にしたがって、降雨強度を表している。横軸は時間軸であり、縦軸は2次元計算の水平方向の位置を表している。右側の折れ線図は総降雨量を表しており、横軸は降雨量、縦軸は2次元計算の水平方向の位置を表している。Fig.1.3.5等は積雲の鉛直構造を示したもので、降水粒子の種類によりある大きさ以上の混合比が存在する空中の領域を等値線で囲んでいる。囲まれているのは雲粒の混合比が0.5[g/kg]以上、霧雨の混合比が0.5[g/kg]以上、雹の混合比が0.2[g/kg]以上、霰の混合比が0.2[g/kg]以上、氷晶の混合比が0.02[g/kg]以上の領域である。

3.3.2. 積雲のライフサイクル

発達期 (developing stage)

雲が最大雲頂に達するまでの期間である。雲全体が上昇気流で占められ、雲内部の気温は水蒸気が凝結するときの潜熱によりその周囲の気温より0~6℃高い。降水粒子の成長が続くが上昇気流に支えられて地上には到達しない。この段階においては活性化した凝結核を中心として水蒸気が凝結し、雲粒(2[μm]~32[μm])が生成する。その後衝突併合過程によってより粒径の大きい霧(32[μm]~320[μm])や、雨粒(320[μm]~)等に成長する。0℃層よりも高く上昇した粒子はValiの凍結確率に従って凍結し、雹が生成される。

成熟期 (mature stage)

降水粒子の数と大きさが増すにつれて上昇気流では支えきれなくなり、落下を始める。このため雲の内部

に下降気流が発生し、地上では雨が降り出す。この下降気流によって上昇気流の根が断ち切れ、上昇気流は次第に減衰する。また、上空の圏界面付近の安定層にまで雲頂が達すると、それ以上の高さには成長できなくなり、横に広がり、“かなとこ雲 (Anvil)” が成長する。

この段階では活性化した氷晶核に水蒸気が昇華して氷晶が生成され、上昇気流が粒径を増した雨粒を支えることができなくなり、雨滴は落下を始めているが、まだ地表には達しない。雨が降ると雨粒の落下によって雲の下層の一部で下降気流を見ることができる。雲の上部は上昇を続け、安定層付近にまで達している。落下して0℃層よりも下層に達した雹は融解し、強い降雨域を形成する。その後、雹自身や雹が融解した水滴の落下によって下降気流は強くなり、上昇気流の根は断たれて下降気流が卓越し、初期においては風の収束域であった領域中央の地表付近は風の発散域となる。

消滅期 (dissipating stage)

雲の中の上昇気流がなくなる。水滴の蒸発による潜熱の吸収により冷却され雲全体で下降気流が卓越する。そのため、上空に蓄えられていた降水粒子が落下を始め、多量の降水となって地上に達する。

3.3.3. 考察

Case 1-3-1 の降雨強度分布は空間的にも狭い範囲に限られ、強度的にもそれほど大きい降雨強度を見ることはできない。Case 1-3-2 では降雨の初期においては Case 1-3-1 と変わらないが、ピーク時の降雨強度は非常に強く、強い降雨強度を示す範囲も広い。また、降雨域も広がっている。Case 1-3-3 では降雨の広がりには Case 1-3-2 に比べて狭くなる。ただし、降雨強度の大きい部分の面積は大きく変わらない。図中には示していないが、総降雨量は大きい方から Case 1-3-2, Case 1-3-3, Case 1-3-1 の順である。ただし、Case 1-3-2 と Case 1-3-3 の絶対値はそれほど変わらない。また、Case 1-3-3 においては降雨の降り始めにおいて非常に強い降雨を見ることができ、Case 1-3-1 や Case 1-3-2 とは様子を異にしている。そこで計算による積雲の発達過程を詳細に検討することで、このような降雨強度分布が出力された原因を探り、鉛直上昇流が、降雨強度分布あるいは積雲の発達過程に与える影響について考察する。

モデル中には初期鉛直上昇流を維持させるような力学過程を導入していないので、主として雲の微物理過程が積雲の初期変動を伝播すると考えることができる。なぜなら、微物理過程のない計算であれば初期鉛直上昇流の影響が高々度に達するには時間がかかるからである。すなわち、発達期の雲に表れた影響が次々に積雲の成長過程に影響を与えて降雨強度分布を変えるまでにいたったと見ることができる。発達期の雲 ($t=800[\text{sec}]$) の鉛直構造を表したのが Fig.1.3.5 である。ただし、a は Case 1-3-1, b は Case 1-3-2, c は Case 1-3-3 のものを表しており、矢印は風速ベクトルを表している。また、Fig.1.3.6 は同時間の気温の一般場からの変化を表している (a, b, c は Fig.1.3.5 と同様)。これらの図から発達期の雲粒量、 $t=800[\text{sec}]$ における鉛直風速、領域の大きさおよび雲の内部の気温は初期鉛直上昇流の強さに従って、Case 1-3-3, Case 1-3-2, Case 1-3-1 の順で大きいことがわかる。

発達期の雲の内部の気温が高いのは、雲粒の生成により潜熱が放出されたためである。そのために気塊は軽くなり、大きな浮力を持つようになる。そして上昇に従いさらに多くの雲粒を生成するようになり、雲の内部の降水粒子の数密度を増して、微物理過程を活発にする。このように、微物理過程が雲の成長過程を促すように作用するため成熟期の雲の雲頂高度は Case 1-3-3, Case 1-3-2, Case 1-3-1 の順に高くなることが Fig.1.3.7 により示される。

Case 1-3-2 では雹が、Case 1-3-3 では氷晶が大きく発達していることが Fig.1.3.7 からわかる。図中では

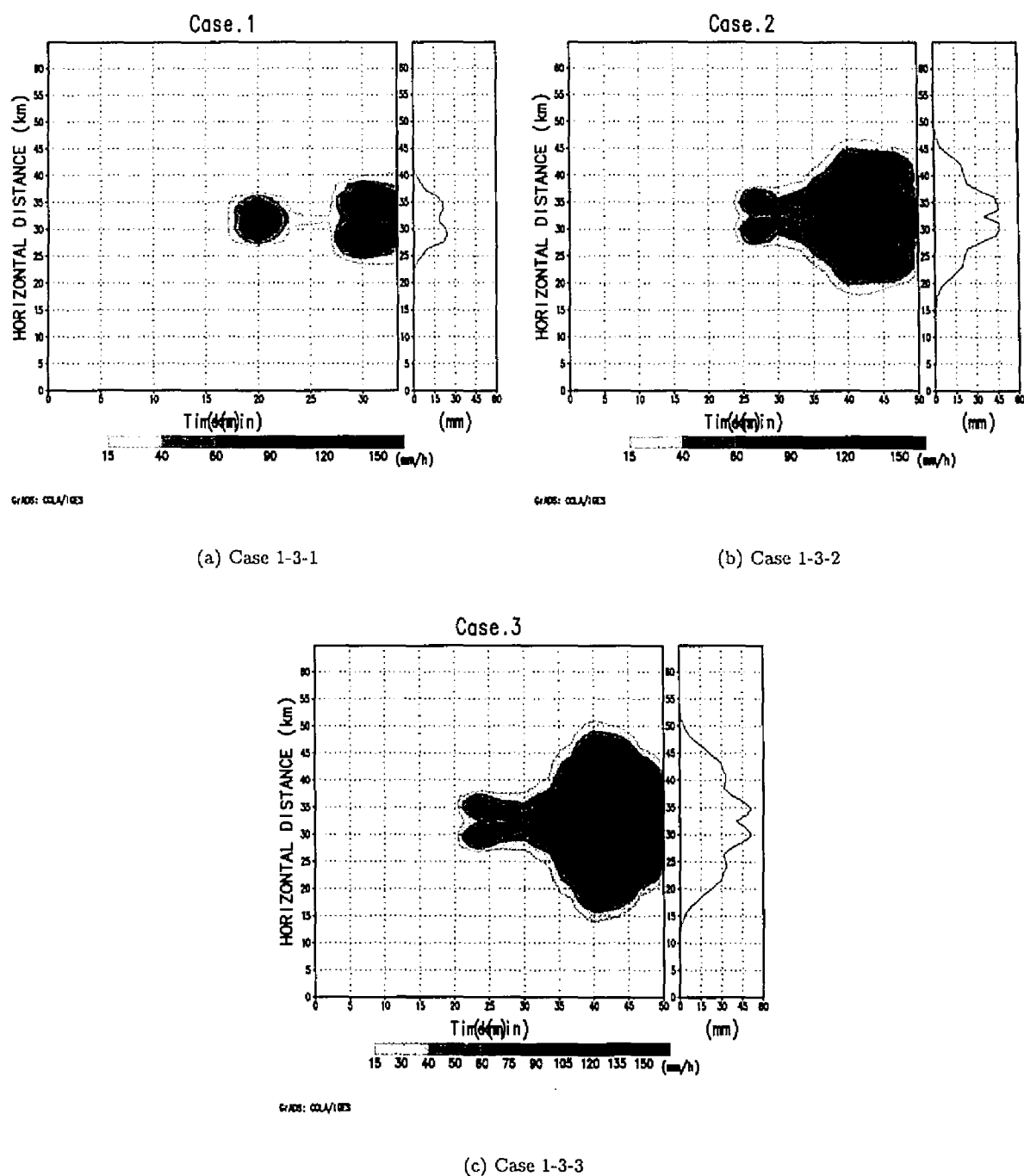
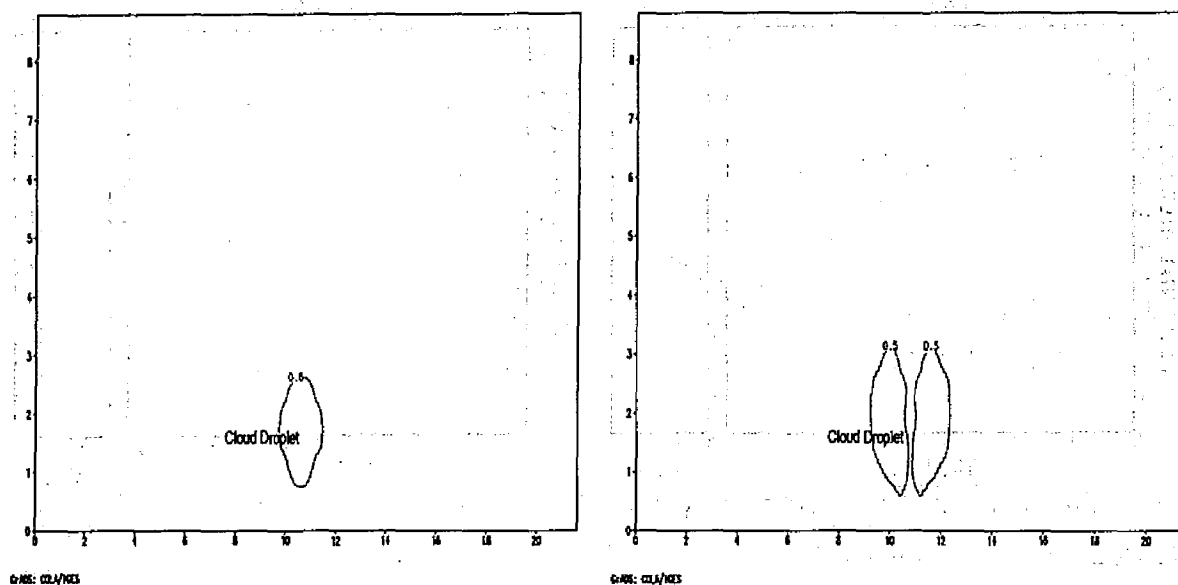
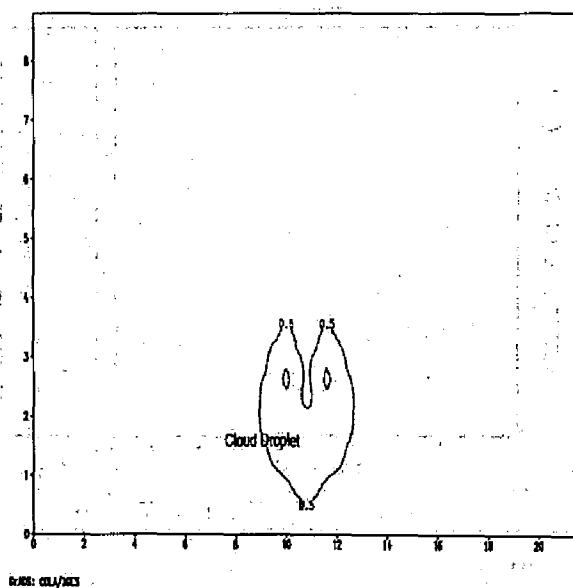


Fig. 1.3.4. Time Series and Spatial Variation of Rainfall Intensity of Section 1.3. (a) shows the result of Case 1-3-1, (b) Case 1-3-2, (c) Case 1-3-3.



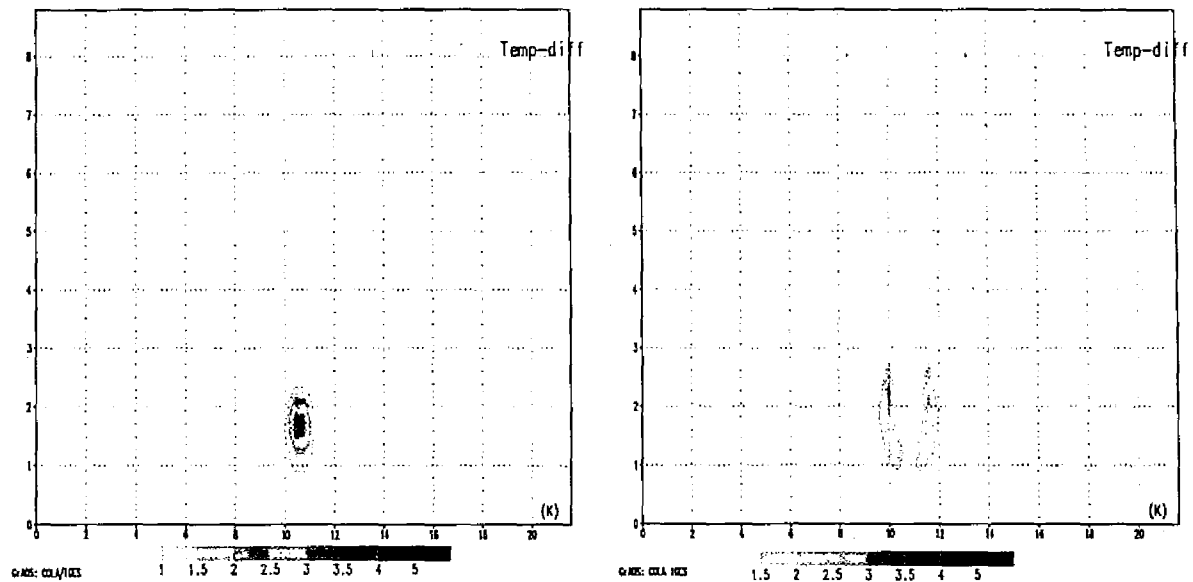
(a) Case 1-3-1

(b) Case 1-3-2



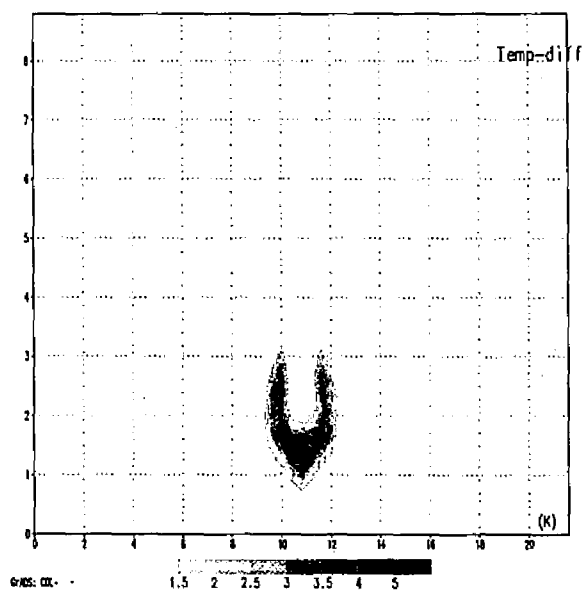
(c) Case 1-3-3

Fig. 1.3.5. Distribution of Each Cloud Particle Calculated in Section 1.3 ($t=800$ sec). (a) shows the result of Case 1-3-1, (b) Case 1-3-2, (c) Case 1-3-3.



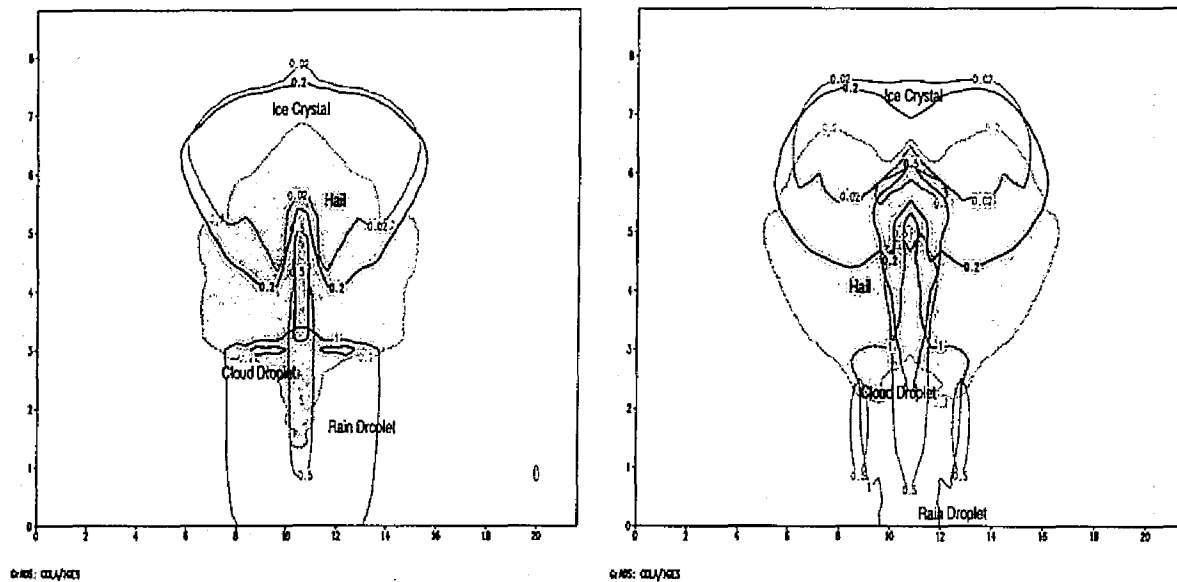
(a) Case 1-3-1

(b) Case 1-3-2



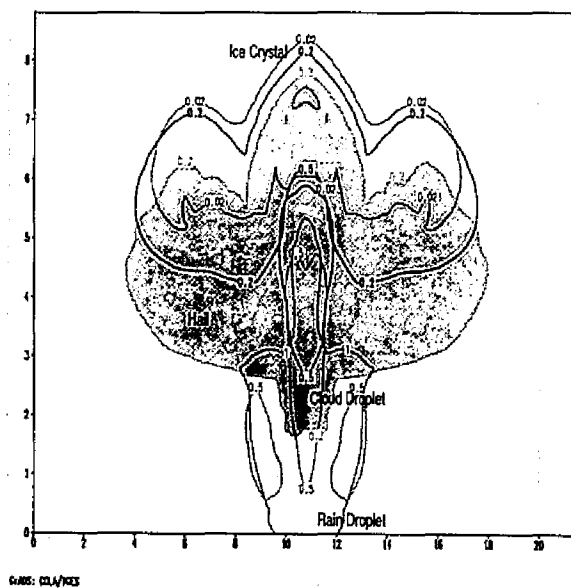
(c) Case 1-3-3

Fig. 1.3.6. Distribution of Temperature Difference Calculated in Section 1.3 ($t=800$ sec). (a) shows the result of Case 1-3-1, (b) Case 1-3-2, (c) Case 1-3-3.



(a) Case 1-3-1

(b) Case 1-3-2



(c) Case 1-3-3

Fig. 1.3.7. Distribution of Each Cloud Particle Calculated in Section 1.3 ($t=1800$ sec). (a) shows the result of Case 1-3-1, (b) Case 1-3-2, (c) Case 1-3-3.

煩雑となるために表していないが、このような現象が起こる原因は成熟期の雲の内部に鉛直流の発散域がある事があげられる。それぞれの降水粒子は水平方向に広がる層状に分布しており、発散域のある降水粒子の層が大きく発達することになる。この発散域は次のようにして生起されると考える。発達期の雲が上昇することによって、そのすぐ上方の気塊も上昇する。この気塊は飽和に達していないために乾燥断熱過程に従って気温が低下する。大気は条件付き不安定な状態を与えているので、乾燥断熱過程に対しては安定であり、この気塊の気温は周囲の気温よりも低くなる。こうして雲の上方に低温域が形成される。この低温域は周囲の空気よりも密度が大きく重いので負の浮力が働き下降しようとする。上昇しようとする雲と、下降しようとする低温域がぶつかり、上昇流が弱い場合には雲は上方に成長する事ができなくなり水平方向に広がり始め上昇流の発散域を生ずる。

鉛直流の発散域の影響で水平方向に広がった雹は、それを支える上昇流がないため空中にとどまることができずに落下し、雨粒域に降水粒子を供給する。それ以前に蓄えられた雹が一時に降雨に変換されるので、この時に強い降雨が生起する。Fig.1.3.7では雹の落下に伴って、下降流が生起し降雨域に降水粒子を供給している様子を見ることができる。

一方、Fig.1.3.7の Case 1-3-3 を見ると氷晶の領域が大きく発達している。氷晶の密度は雹の密度よりもかなり小さい（ $1/7$ 以下）ので、空気抵抗を考慮した終端落下速度では氷晶は雹より遅く落下する。このため上昇気流から速く離れて広く分布してもなかなか落下せず、下降気流を引き起こすことがないので水蒸気を長時間雲内に留めておくことが可能である。そのため、一時に降雨とならないので、降雨強度は Case 1-3-2 に比べて大きくはならず、降雨量も大きくなってはいない。しかし、雲の成長が早く凝結量も多いため、雨滴が早く成長して積雲の成熟期の初期に強い降雨が生起する。Case 1-3-2 では雹が、Case 1-3-3 では氷晶の領域が大きく発達したことには雹の生起と着氷過程が重要な役割を果たしている。雲中にできた氷晶は、水滴と衝突し着氷過程によって厚みを増して雹となり、その雹がさらに着氷、昇華過程を通して雹となる。しかし、Case 1-3-3 のように雲の成長速度があまりに早いときには氷晶が高々度まで持ち上げられて、水滴と衝突することがなくなってしまう。氷晶が成長するためのもう一つの過程である昇華過程では氷晶の成長が遅く、雹や雹に転じていくことができない。このような理由から Case 1-3-3 では雹の領域が発達せず、したがって降水量、降水強度とも Case 1-3-2 と比較して増加しなかった。

以上をまとめると、次のようになる。地形によって生起されたとみなすことのできる鉛直上昇流は、発達期に凝結する降水粒子の量を増加させる。積雲の発達期に凝結する降水粒子の量が多いほど、潜熱の放出による気温上昇を招き、積雲のその後の発達を促す効果がある。このことから初期鉛直上昇流はその後の積雲の発達に対して大きく影響しているといえる。水蒸気が凝結（昇華）して降水粒子となるには強い上昇流が必要であるが、上述の理由により積雲の発達期に凝結する降水粒子の量が多いほど、強い上昇流を生起することができる。下層の湿った空気を氷晶が生起される層の高度まで持ち上げることができるような強い上昇流が存在する積雲では、水蒸気は容易に氷晶となり、空中に留まってなかなか落ちてこない。しかし、下層の湿った空気を氷晶が生起される高度にまで持ち上げるほど鉛直流が強くない積雲では、氷晶と水滴の衝突により着氷が進んで雹の層が大きく発達し、降水粒子の供給源となって強い地上降雨を引き起こすと共に下降気流を生起する。その結果、初期鉛直上昇流による積雲の発達が雹を大きく発達させるようになったときには非常に強い降雨を生起する積雲となることが示された。

4. 仮想的な地形を導入した雲物理モデルによる地形性局地豪雨の構造解析

4.1. 目的

本節では大石ら³⁾、大石ら⁴⁾の研究をもとに仮想的な地形を下層境界条件として与えて、山岳の影響によってゲリラ的・局地的に生起するしゅう雨性の豪雨の生起場所・持続時間・生起する際の特徴を導くことを試みる。具体的には釣り鐘状の関数で表現される仮想的な単峰性の山岳を与えて、その標高と斜面の勾配および一般風の強度を変化させることで、モデルに与えた大気の初期条件と地形が積雲の発達過程に対して及ぼす影響を考察する。その際に以下のような手順を踏んだ。まず、導入した山岳地形をその標高によって雲底高度より低いか高いかで場合分けして、それぞれの場合について計算領域全体で一様な一般風を与えて山岳が積雲の発達過程に対して及ぼす影響を考察した。さらに、風速が鉛直方向に変化するような場合について、シアが豪雨の生起に対して効果的に作用するような場合とそのメカニズムについて考察している。

4.2. 計算条件

導入した仮想的な山岳は \bar{x}^1 , \bar{x}^2 の関数として次のように与える。

$$Z_g(\bar{x}^1) = \frac{M_h \cdot A_l^2}{(\bar{x}^1)^2 + A_l^2} \dots\dots\dots (4.1)$$

ここで、 M_h は山岳の標高を決定するパラメータ、 A_l は山岳の裾野の幅を決定するパラメータである。山岳の標高に対する裾野の幅の広がり表現する指標として Eq.(4.2) で定義される HVR(Horizontal distance versus Vertical height Ratio) という値を導入する。

$$\text{HVR} = \frac{A_l}{M_h} \dots\dots\dots (4.2)$$

同じ標高でも HVR が小さければ、急峻な山岳地形を表現していることになる。

ここでは雲底高度より標高が低い山岳と標高が高い山岳を下層境界とした場合について、それぞれ HVR が大きい場合と小さい場合を計算した。すなわち、4 種類の地形形状で計算を行っている。計算に用いた地形形状を Fig.1.4.1 に示す。

強い豪雨の特徴を解析するために計算に用いた大気の気温および湿度プロファイルは、3. で用いたものを与えた。計算領域全域で一様な風を与える場合の一般風の与え方については、4 種類の山岳地形のそれぞれに対して、風速が弱い場合として 200cm/s、風速が強い場合として 400cm/s を与えた。したがって 8 事例の計算を行い、その結果をもとに解析を行った。計算した事例を Table 1.4.1 に示す。また、鉛直シアがあるような風を与える場合には、1 次式で与えられるシアの強度 ($\partial u / \partial z$) を 2 種類、地表面風速を 2 種類を雲底高度より標高が高く、HVR が異なる 2 種類の山に与えた。すなわち 8 事例の計算を行い、その結果をもとに解析を行った。計算した事例を Table 1.4.2 に示す。

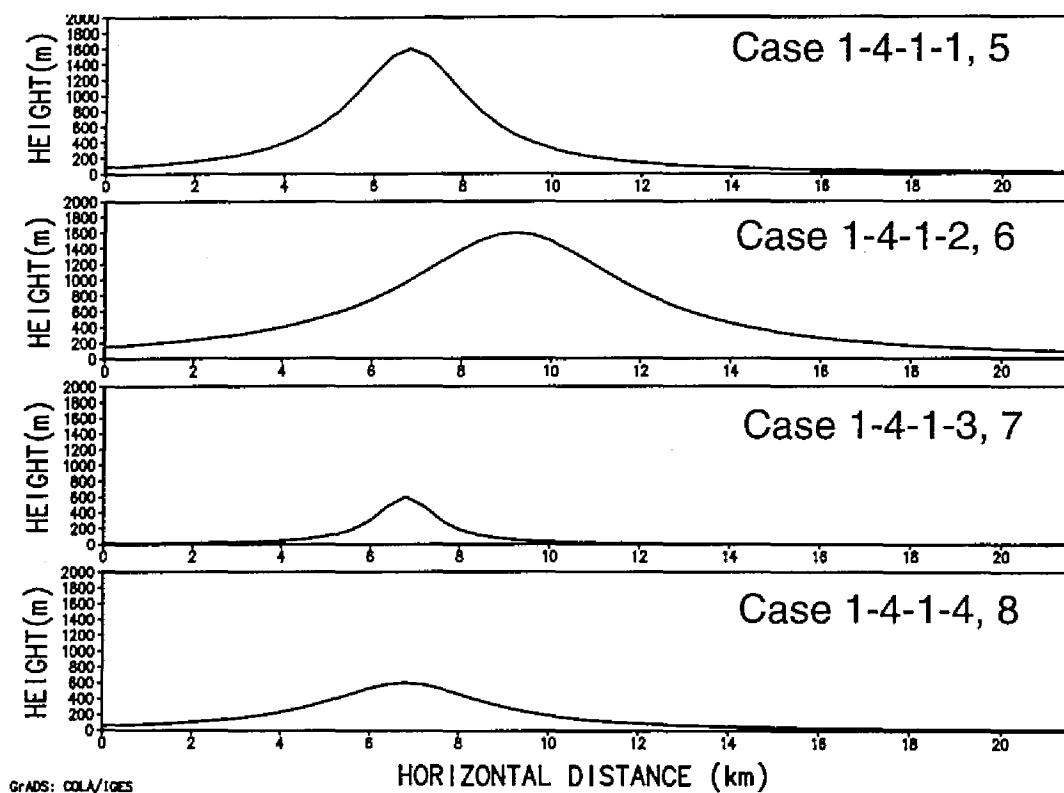


Fig. 1.4.1. Topography Set for Section 1.4.

Table 1.4.1. Calculation Condition of No Shear Cases. Fig. Means Numbers in Figures, H.W., Horizontal Wind Speed, M.H., Maximum Height of Topography,

Case	Fig.	H.W.	M.H.	HVR
1-4-1-1	Case 1	200 cm/sec	1600m	1.0
1-4-1-2	Case 2	200 cm/sec	1600m	1.9
1-4-1-3	Case 3	200 cm/sec	600m	1.3
1-4-1-4	Case 4	200 cm/sec	600m	3.8
1-4-1-5	Case 5	400 cm/sec	1600m	1.0
1-4-1-6	Case 6	400 cm/sec	1600m	1.9
1-4-1-7	Case 7	400 cm/sec	600m	1.3
1-4-1-8	Case 8	400 cm/sec	600m	3.8

Table 1.4.2. Calculation Condition of Sheared Cases. Fig. Means Numbers in Figures, H.W., Horizontal Wind Speed at the Ground Level, S.S, Shear Strength,

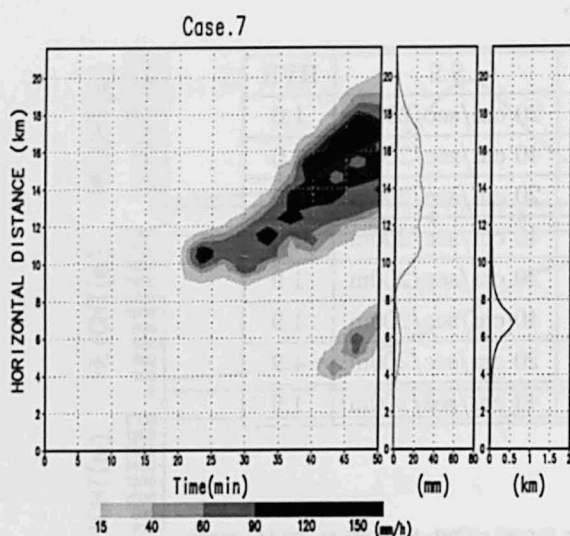
Case	Fig.	H.W.	S.S	HVR
1-4-2-1	Shear 1	400 cm/sec	20 cm/sec/200m	1.0
1-4-2-2	Shear 2	400 cm/sec	40 cm/sec/200m	1.0
1-4-2-3	Shear 3	600 cm/sec	20 cm/sec/200m	1.0
1-4-2-4	Shear 4	600 cm/sec	40 cm/sec/200m	1.0
1-4-2-5	Shear 5	400 cm/sec	20 cm/sec/200m	1.9
1-4-2-6	Shear 6	400 cm/sec	40 cm/sec/200m	1.9
1-4-2-7	Shear 7	600 cm/sec	20 cm/sec/200m	1.9
1-4-2-8	Shear 8	600 cm/sec	40 cm/sec/200m	1.9

4.3. 雲底高度より低い山が局地降雨に与える影響に関する雲物理的考察

ここでは、計算領域全域に様な一般風を与えて雲底高度より低い山がある場合について、地形が積雲に与える影響を考察する。具体的には降雨強度の時空間分布を示した Fig.1.4.2 および Fig.1.4.3 を用いて同じ標高 (600m) で、HVR が小さい (斜面が急な) 場合 (Fig.1.4.2) と HVR が大きい場合 (Fig.1.4.3) を比較して山岳の水平スケールの違いによる積雲に対する影響の違いを考察することを行う。ここで、Fig.1.4.2, Fig.1.4.3 などに示した降雨強度の時空間分布の図は Fig.1.3.4 の図の右端に形を横軸に標高、縦軸に水平方向の位置をとって表現した折れ線図を付して地形との対応を表している。

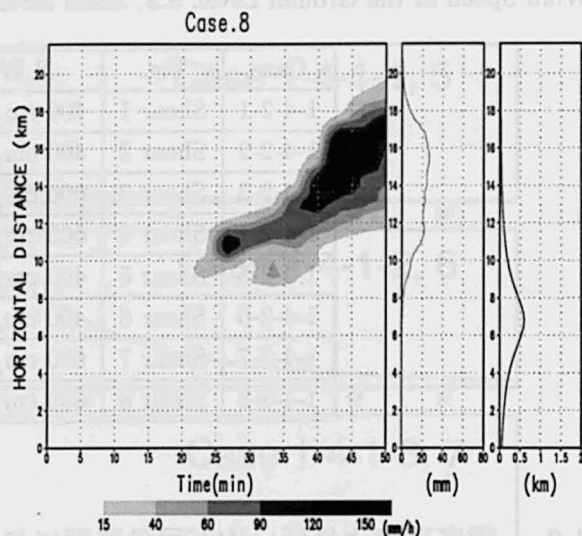
Fig.1.4.4 は HVR が小さい場合 (Fig.1.4.2, HVR = 1.3) の計算事例において積雲が発達期から成熟期にさしかかる 1200 秒経過後の積雲の全ての降水粒子の混合比と周りの大気の流れを示したものである。同様に、Fig.1.4.5 は同じ計算事例の成熟期から消滅期へ移りかけた時の全ての降水粒子の混合比と周りの大気の流れを示している。Fig.1.4.6 および Fig.1.4.7 は HVR が大きい場合 (Fig.1.4.3, HVR = 3.8) において Fig.1.4.4, Fig.1.4.5 と同じ発達過程にある全ての降水粒子の混合比と周りの大気の流れを示したものである。風速は 400cm/s のものを用いた。

雲底高度より低い地形では、降雨が生起する様子はほとんど地形の水平スケールによらないことが Fig.1.4.2 および Fig.1.4.3 より確認できる。図には示していないが、この計算例では 400cm/s であった風速を 200cm/s と弱くした場合も降雨の移流速度は変化するが、降雨の様子は同一であった。すなわち、降り始めてから 15 分程度経つと今まで降雨生起が見られたところより風下側で非常に強い降雨が突然生起しているというものである。このように、地形の水平スケールが影響を及ぼさない理由は、Fig.1.4.4, Fig.1.4.5, および Fig.1.4.6, Fig.1.4.7 を見ることによって説明される。すなわち、雲底高度より低い地形の場合には、積雲に対してトリガーとしての役割だけを担っており、発達期から成熟期にかけて積雲は山岳地域を通り越してしまい、積雲の発達過程において地形が与える影響はほとんどないことで説明付けることができる。HVR が小さい地形によって生起する鉛直風速は HVR が大きい地形による鉛直風速より 2 倍程度大きいので、トリガーとしての地形の効果は HVR が小さい地形の方が大きく、それは発達期初期の積雲の成長スピードとして積雲に影響を与えている。しかし、成熟期を経て積雲の大きさや形はほぼ同一となる。このことから、様な一般風、雲底高度より低い標高という条件下では、地形をトリガーとして風下斜



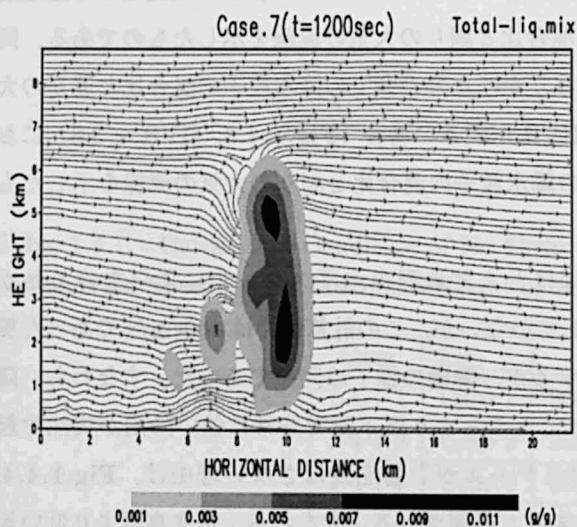
DATE: 02/1/03

Fig. 1.4.2. Time Series Variation and Spatial Distribution of Rainfall Intensity, Case of Lower and Steep Slope.



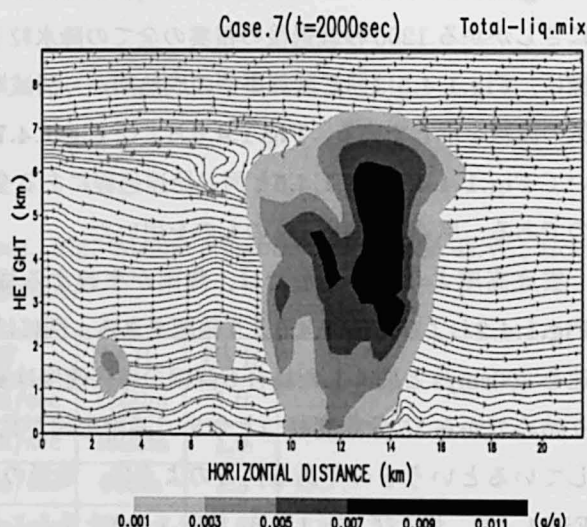
DATE: 02/1/03

Fig. 1.4.3. Time Series Variation and Spatial Distribution of Rainfall Intensity, Case of Lower and Gentle Slope.



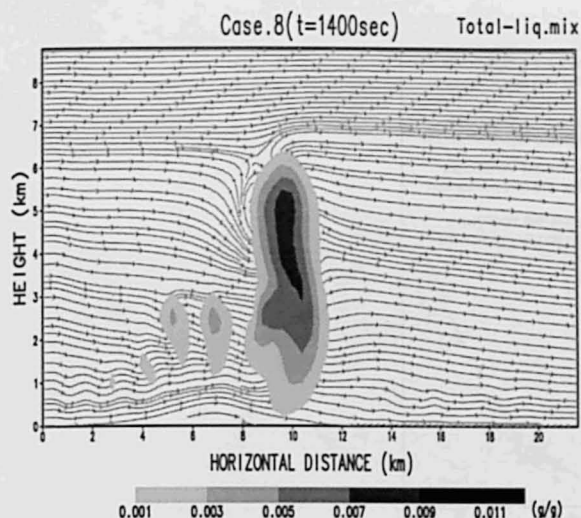
DATE: 02/1/03

Fig. 1.4.4. Distribution of Total Droplet Mixing Ratio of Cumulus of Stage from Developing to Mature Stage, Case of Lower and Steep Slope.



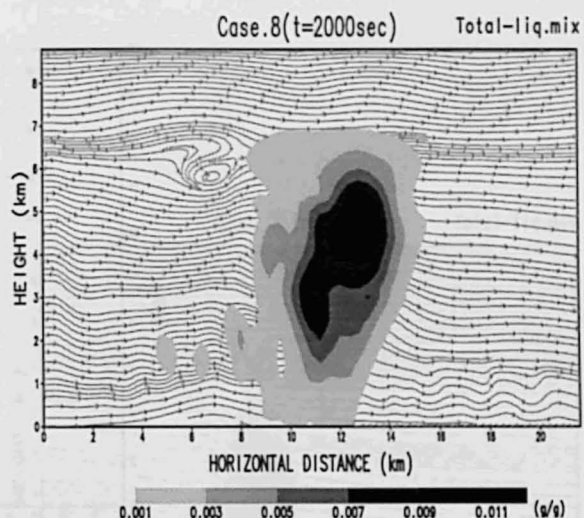
DATE: 02/1/03

Fig. 1.4.5. Distribution of Total Droplet Mixing Ratio of Cumulus of Stage from Mature to Dissipating, Case of Lower and Steep Slope.



DATE: 02/11/03

Fig. 1.4.6. Distribution of Total Droplet Mixing Ratio of Cumulus of Stage from Developing to Mature Stage, Case of Lower and Gentle Slope.



DATE: 02/11/03

Fig. 1.4.7. Distribution of Total Droplet Mixing Ratio of Cumulus of Stage from Mature to Dissipating, Case of Lower and Gentle Slope.

面に積雲が生起するが、雲の成長およびそれにとまう降雨量・降水強度は環境の大気プロファイルによって決定されることが示された。

また、風下斜面の一部で降雨を観測している観測者の立場に立てば、Fig.1.4.7の場合、3分程度前まではほとんど降雨がなく、風上側でもそれほど強い降雨を観測したという情報を得てはいないにもかかわらず、急激に強いしゅう雨を観測することになる。これは積雲の発達にとまう電が多数生じ風下側に拡がったために、支えていた上昇気流を失って落下することが原因となって電が融解して雨滴を供給すること、drag forceによる下降気流を生起して降雨強度をいっそう強くすることという両方の面から降雨強度を強くするというメカニズムで説明づけられる。そのため、電やその上空に存在する霰・氷晶が風下に拡がる様子が観測できれば、その直後に急激なしゅう雨があるものとして、時間と場所が特定できる。すなわち、降雨の移流速度は一般風の速度とほぼ同じであることから、一般風の速度を観測・計算することができればトリガーとなる地形からの位置によって強い降雨が生起する位置を予測することの可能性が示された。

雲底高度より低い山岳地形をトリガーとして生起する積雲は、大気の強制上昇による水蒸気の飽和をきっかけにして発達期初期の積雲となり、それが潜熱を放出しながら次々に雲頂高度を高めていく。その擾乱は風上側に伝播して2番目、3番目に生起した積雲を発生させる。それらの積雲の発生位置は異なることがFig.1.4.6から分かるが、Fig.1.4.3に示すように雨域は一つである。それは、以下のメカニズムで説明することができる。すなわち、1番目に生起した積雲中の強い上昇気流によって2番目、3番目に生起した積雲に含まれる降水粒子は1番目に生起した積雲に運ばれて、そこで水滴→霰→電→大水滴（雨滴）という成長過程を経て地上に落ちる。すなわち、1番目に生起した積雲は2番目、3番目に生起した積雲中の未発達な降水粒子を強い水平収束によって取り込んで、降雨になるような大粒径の降水粒子に変換する場として機能し、一つの強い降雨場を形成するのである。

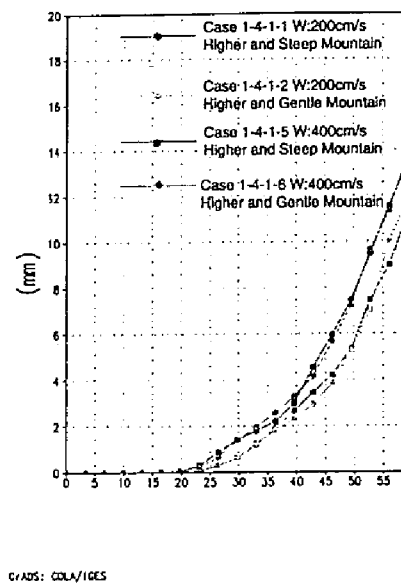


Fig. 1.4.8. Total Rainfall Amount Averaged by Total Area.

4.4. 雲底高度より高い山が局地降雨に与える影響に関する雲物理的考察

ここでは、雲底高度より高い山（標高：1600m）がある場合の積雲の発達に与える影響および降雨強度・分布に与える影響について考察する。具体的には、雲底高度より高い山の場合には積雲のトリガーとしてだけでなく、積雲生起後の発達過程にも影響を与えることを説明する。さらに、積雲の発達過程に与える影響が山の水平スケールの大きさによって異なるメカニズムを考察する。

雲底高度より高い山がある場合に、一般風速を 200cm/s および 400cm/s にした場合の領域平均総降雨量を Fig.1.4.8 に示す。この図から領域平均総降雨量の差は約 2mm 程度ある。これは水平方向に 22km の広がりを持つ領域平均の値であり、積雲からの降雨は領域の一部であることを考慮すると、その差は大きいといえる。参考までに雲底高度より低い山の場合には一般風速を同様に変化させても領域平均総降雨量は 0.2mm の変化があっただけである。このような、雲底高度より高い山が積雲の発達過程に与える影響は次のように説明できる。説明のために Fig.1.4.9 に雲底高度より高い山（HVR=1.0）と低い山（HVR=1.3）の場合の発達期（ $t=1000\text{sec}$ ）および成長期（ $t=2000\text{sec}$ ）の総混合比を示す。ともに一般風速は 400cm/s である。Fig.1.4.9 より、雲底高度より低い山の場合は、山岳をトリガーとしてできた積雲がそのまま移流しているのに対し、雲底高度より高い山の場合は 2 つ目の積雲が成長し、1 番目に生起した積雲が移流した後も、あたかも雲がその位置に留まっているかの様に振る舞っていることがわかる。これは、雲底高度より高い山では地形の影響による鉛直上昇流が高い高度にまで発達するため、1 番目に生起した積雲によってある程度解消された対流不安定であっても、下層の気塊を持ち上げることで 2 番目に生起する積雲を作ることが可能であるのに対し、雲底高度より低い山ではそのようなことができないためである。逆に雲底高度より低い山では、雲が山の下り斜面状に存在するときに下降流によって 1 番目に生起した積雲の発達を遅らせることがないので、1 番目に生起した積雲が強い水平方向の収束域を形成して降水粒子の集中的な変換場として機能し、1 山型降雨となる。

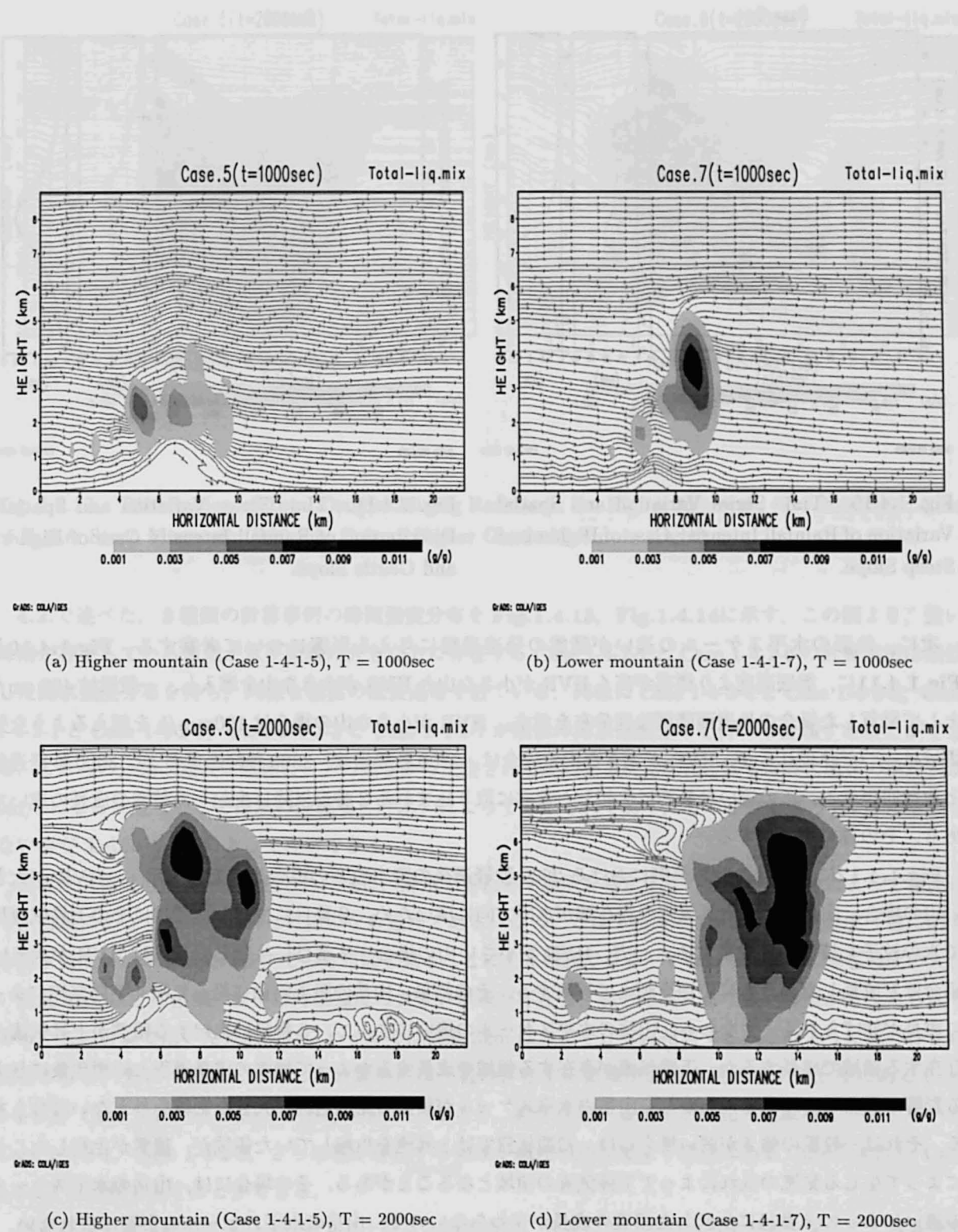


Fig. 1.4.9. Distribution of Total Droplet Mixing Ratio over the Higher Mountain (left) and the Lower Mountain (right).

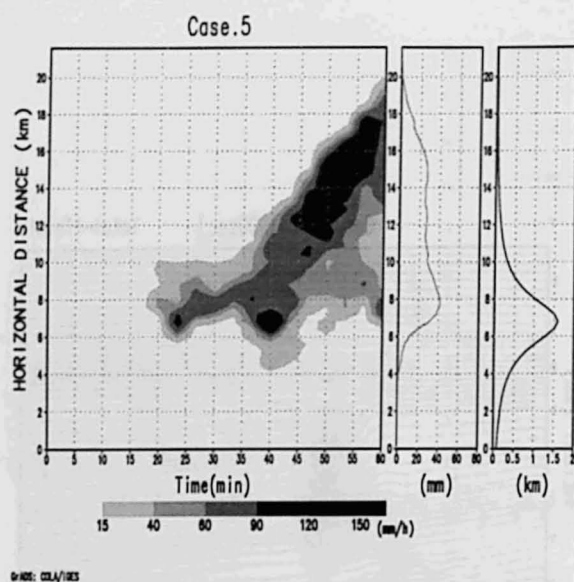


Fig. 1.4.10. Time Series Variation and Spatial Variation of Rainfall Intensity Case of Higher and Steep Slope.

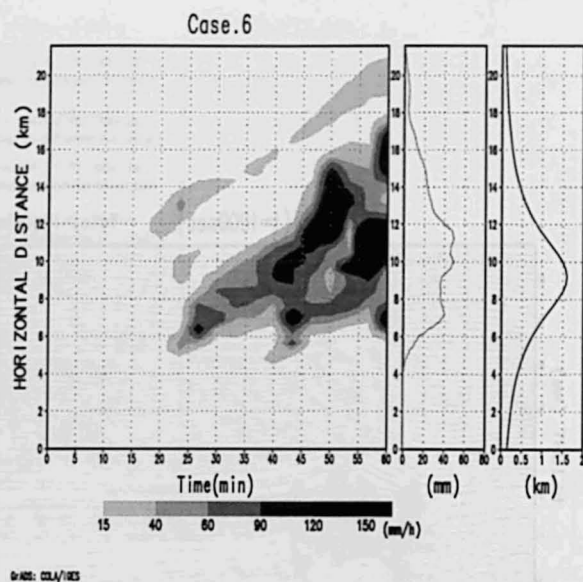


Fig. 1.4.11. Time Series Variation and Spatial Distribution of Rainfall Intensity Case of Higher and Gentle Slope.

次に、地形の水平スケールの違いが積雲の発達過程に与える影響について考察する。Fig.1.4.10とFig.1.4.11に、雲底高度より標高が高くHVRが小さな山とHVRが大きな山を導入し、一般風は400 cm/sとして計算した場合の地表面降雨強度分布を示す。HVRが小さな山の場合は120mm/hを超えるような強雨域は一つだけ現れるが、HVRが大きな山の場合は、2700秒経過後、3300秒経過後および3600秒経過後と複数回現れる。この違いは最初に生じた積雲に取り込まれる2番目以降に生じた積雲の成長の違いである。その違いを説明する。

Fig.1.4.12に、上記の計算事例における2600秒経過後の降水粒子の混合比の総和を示す。HVRが大きい山の場合、山岳による上昇気流の存在域が水平方向に広いため、2番目に生じた積雲はその上昇気流域で氷の粒子を持つまで成長する。一方、HVRが小さい山の場合、2番目に生じた積雲はHVRが大きい場合ほど成長しないうちに山頂を超えて移流する。その結果、山岳の風下斜面に沿って吹く下降気流によって成長が妨げられる。すなわち、山岳の水平スケールの違いによって、2番目に生じる積雲が上昇気流が存在する領域で成長するか、下降気流が存在する領域で成長するかによって積雲の成長過程と降雨現象に与える影響が異なるのである。しかし、山岳の水平スケールが積雲の発達過程に大きな影響を与えない場合もある。それは一般風の強さが弱い場合には、初期状態では上昇流を生起していた領域が、積雲が生じたことによって生じる気流の乱れによって下降気流の領域となることがある。その場合には、山岳の水平スケールの違いによって2番目に生じた積雲の成長が変わらないので、山岳の水平スケールの影響は現れない。

4.5. 風の鉛直シアが局地降雨に与える影響に関する雲物理的考察

ここでは、1次式で表現される風の鉛直シアがある場合に、風の鉛直シアと大気プロファイルおよび地形が降雨強度・分布に与える影響について考察する。具体的には、風のシアによって生成しうる循環系の存在の有無が降雨強度に与える影響について考察する。

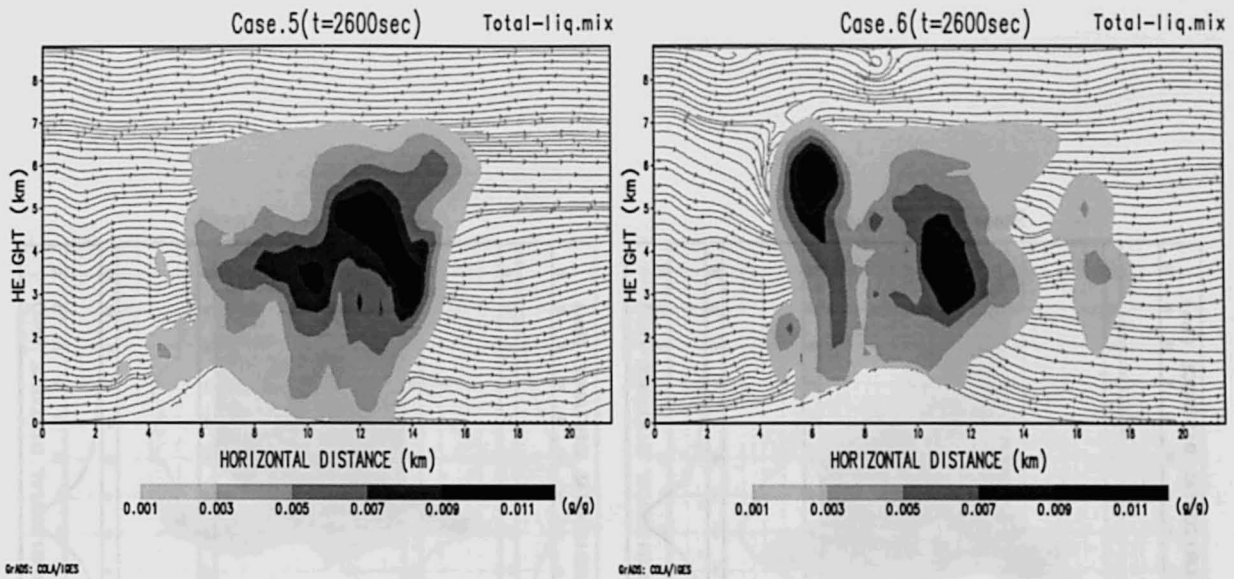


Fig. 1.4.12. Distribution of Total Droplet Mixing Ratio over the Higher Mountain ($T= 2600\text{sec}$): Case of Higher Steep Mountain (left) and Case of Higher Gentle Mountain (right).

4.2.で述べた、8種類の計算事例の降雨強度分布を Fig.1.4.13, Fig.1.4.14に示す。この図より、強い降雨が存在している領域が水平距離の大きな方に存在する Case 1-4-2-2 と Case 1-4-2-6 の計算事例は類似した降水強度分布を持ち、同様な積雲の成長過程を経ている。同様に Case 1-4-2-4 と Case 1-4-2-8, Case 1-4-2-1 と Case 1-4-2-5, Case 1-4-2-3 と Case 1-4-2-7 が類似の降水強度分布を持つと分類することができる。これらの分類は地表面風速とシアの強さから決定される風向が2次元的に逆転する時に風速の絶対値が 0m/s になる高度（ここでは風の逆転層と呼ぶ）によって分類されており、その時の地形の HVR にはよらない事が Table 1.4.2によって理解できる。

積雲が山岳地形によって生起された後に、降水をもたらす場所を特定するのは電が一般風によって移流して、自重によって落下し融解して雨になる過程である。このことは Fig.1.4.15に示す降電強度（電に関する降水強度）と降雨強度の空中での分布図を見ることにより確認できる。すなわち、図中の降電強度の大きい高度 3km 以上の領域の直下に降雨強度の大きい領域が存在し、電の融解により強い降雨がもたらされている。この計算で用いた気温プロファイルでは高度 3km はおよそ 0°C に相当する。このように電の存在に注目すると、先に4種類に分類した計算事例は、電の存在する領域が風速の逆転層より上空にある Case 1-4-2-2, Case 1-4-2-6, Case 1-4-2-4, Case 1-4-2-8 と、電が存在する領域が風速の逆転層と一致している Case 1-4-2-1, Case 1-4-2-5, さらに電が存在する領域が風速の逆転層より低空にある Case 1-4-2-3, Case 1-4-2-7 に分類し直すことができる。

電が存在する領域が風速の逆転層より上空にある場合に、地表における降水強度分布を見ると、地表面風速から見ると山岳斜面から風上に広く長時間にわたって分布している。これは Fig.1.4.16に示すような循環系の存在によって説明できるものである。ここで、循環系の生起状況を図中の番号に沿って説明する。

1. 山岳に沿う上昇気流によって水蒸気が凝結し、周囲の空気より気温が高く、水滴を多く含む領域が発生する。以後この領域のことを“発達期初期の積雲”と呼ぶ。

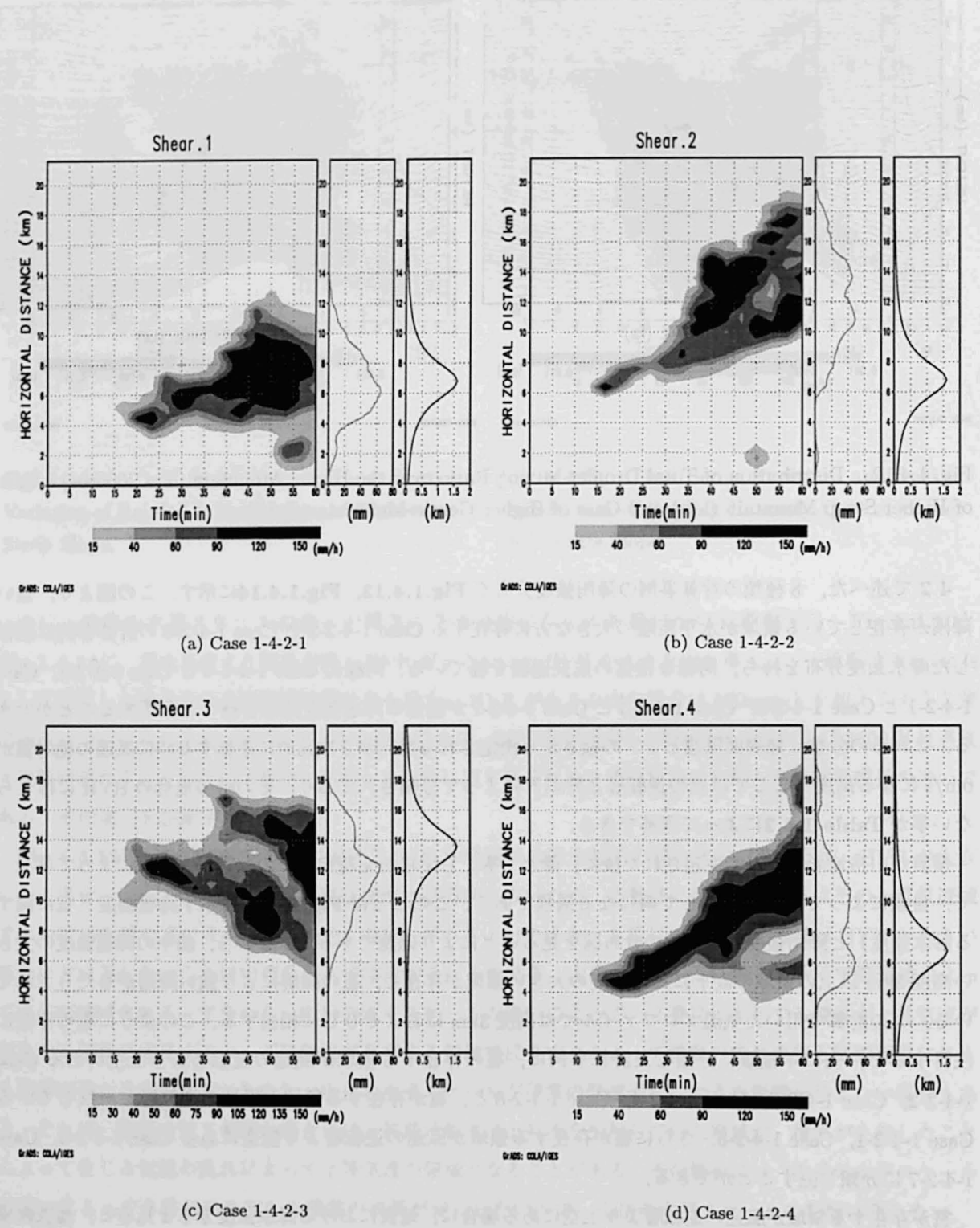


Fig. 1.4.13. Time Series Variation and Spatial Distribution of Rainfall Intensity, Calculated in Section 1.4.5.

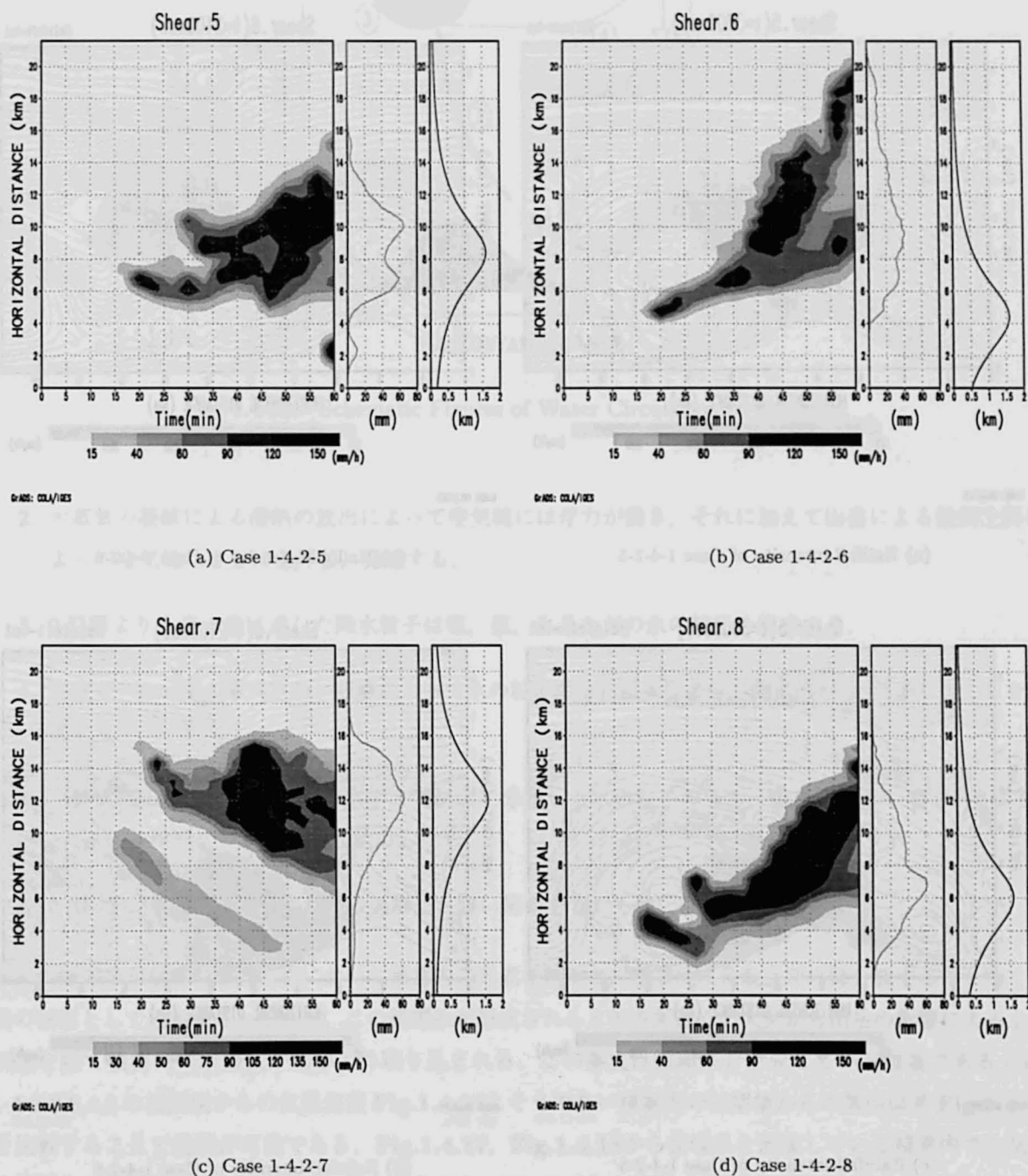
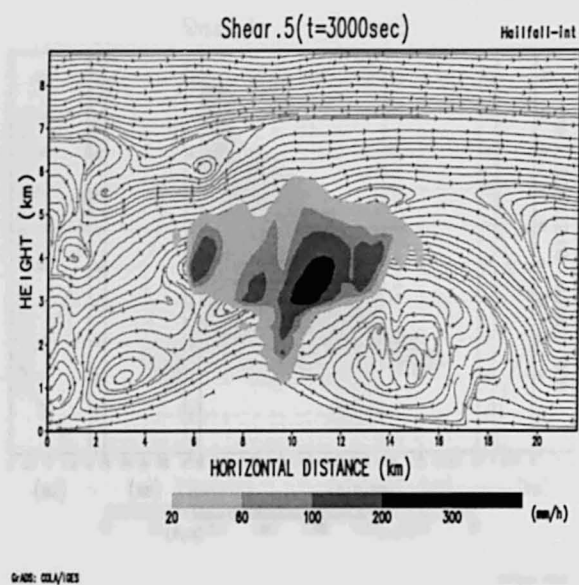
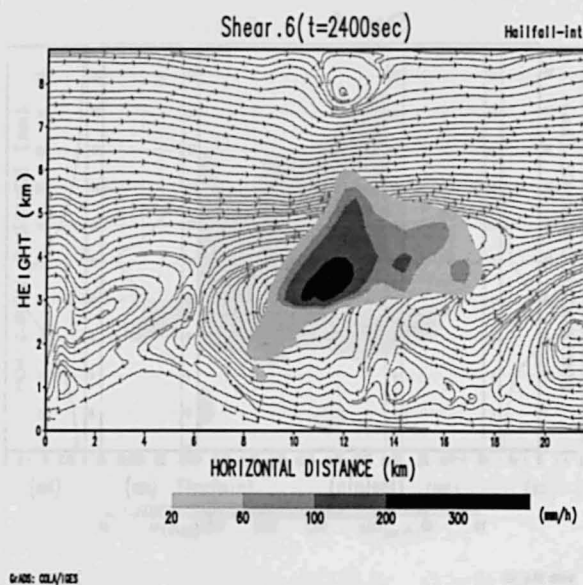


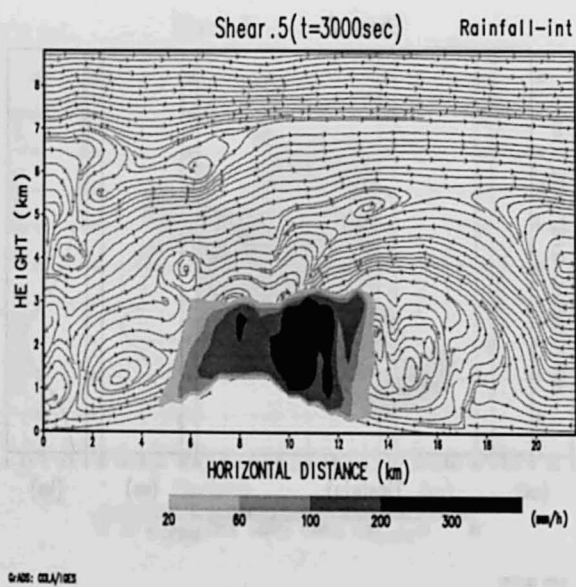
Fig. 1.4.14. Time Series Variation and Spatial Distribution of Rainfall Intensity, Calculated in Section 1.4.5.



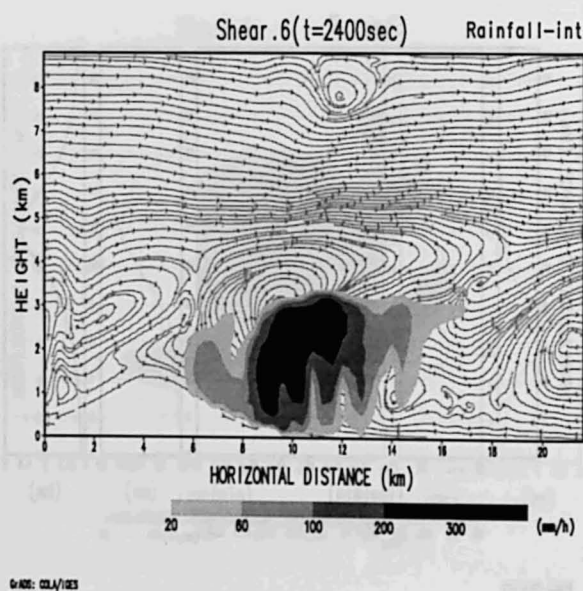
(a) Hailfall intensity of Case 1-4-2-5



(b) Hailfall intensity of Case 1-4-2-6



(c) Rainfall intensity of Case 1-4-2-5



(d) Rainfall intensity of Case 1-4-2-6

Fig. 1.4.15. Distribution of Hail Fall Intensity (Upper Figures) and Rainfall Intensity (Lower Figures). Case 1-4-2-5 (left) and Case 1-4-2-6 (right).

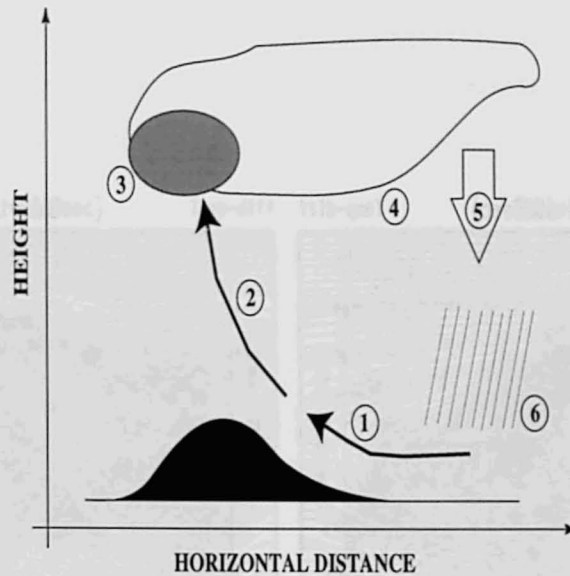
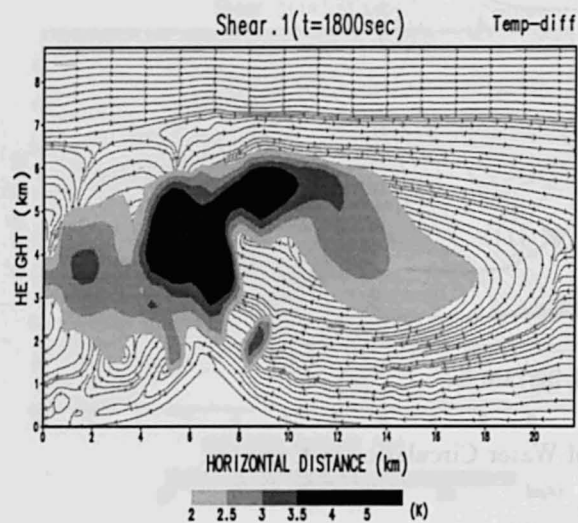


Fig. 1.4.16. Schematic Figures of Water Circulation in Cumulus.

2. 水蒸気の凝結による潜熱の放出によって空気塊には浮力が働き、それに加えて山岳による強制上昇によって空気塊はさらに上昇し、発達する。
3. 0°C 層よりも高々度に達した降水粒子は雹、霰、氷晶などの氷の粒子を形成する。
4. 高度4~8kmでの東向き的一般風によって氷の粒子の分布領域は水平方向に広がり、“かなとこ”を形成する。
5. 上昇気流の存在する領域から水平方向に広く分布した氷の粒子のうち、密度の大きい雹(密度は 0.7 g/cm^3)は自重のために落下し始める。
6. 0°C 層より低高度に達した雹は融解し、強い降雨をもたらす。

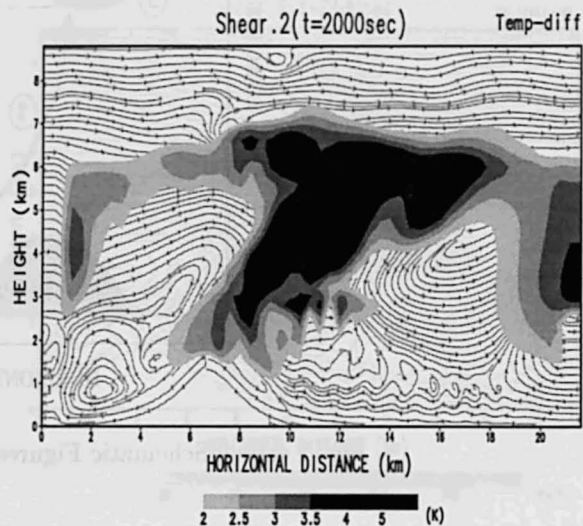
上述の循環系が積雲の成長過程において積雲内に形成されると、積雲は成長最盛期以降分裂することなく1個の積雲として成長する。さらに、この循環系が形成されると地表面近くの大気から山岳の影響による上昇気流を経て積雲内に水蒸気が効率よく取り込まれる。この事実は循環系を形成している積雲である Case 1-4-2-2, 6, 4, 8の初期値からの気温偏差 Fig.1.4.17とそうでない積雲内の初期値からの気温偏差 Fig.1.4.18を比較することで説明が可能である。Fig.1.4.17, Fig.1.4.18から循環系を形成している積雲内の気温の初期値からの昇温量が他の事例よりも大きくなっていることが確認できる。昇温の原因は水蒸気の凝結による潜熱の放出であるから、昇温量が大きいほど水蒸気の凝結量も多いことを示している。

雹が存在している領域が風の逆転層と一致している場合には、雹は山頂付近に停滞し、その雹が落下するまでは最初に生じた雲は2番目以降に生じた雲を取り込んで成長していることが Fig.1.4.19(a) (b)に示される全降水粒子の混合比から確認できる。しかし、Fig.1.4.19(c) (d)に見られるように雹の落下による下降流の生起が、浮力による上昇流の根を絶ってしまい、一時的に山頂付近に強い降雨が生起して雲は



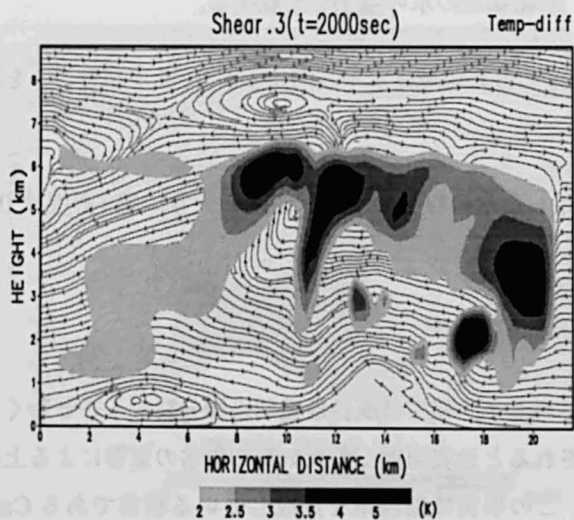
Q-NET: COLA/IES

(a) Case 1-4-2-1



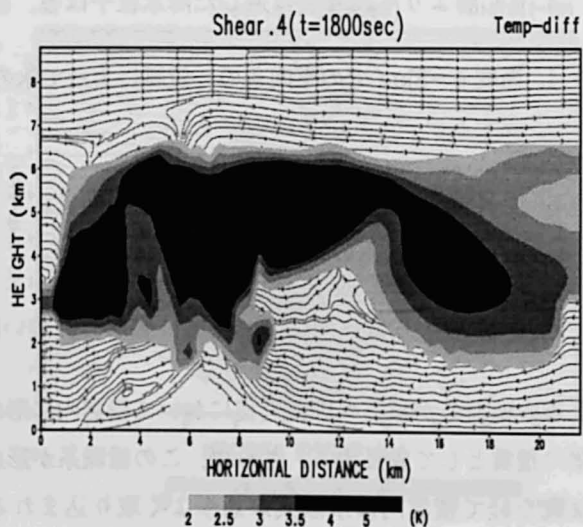
Q-NET: COLA/IES

(b) Case 1-4-2-2



Q-NET: COLA/IES

(c) Case 1-4-2-3



Q-NET: COLA/IES

(d) Case 1-4-2-4

Fig. 1.4.17. Distribution of Temperature Difference of Cumulus at Mature Stage (I).

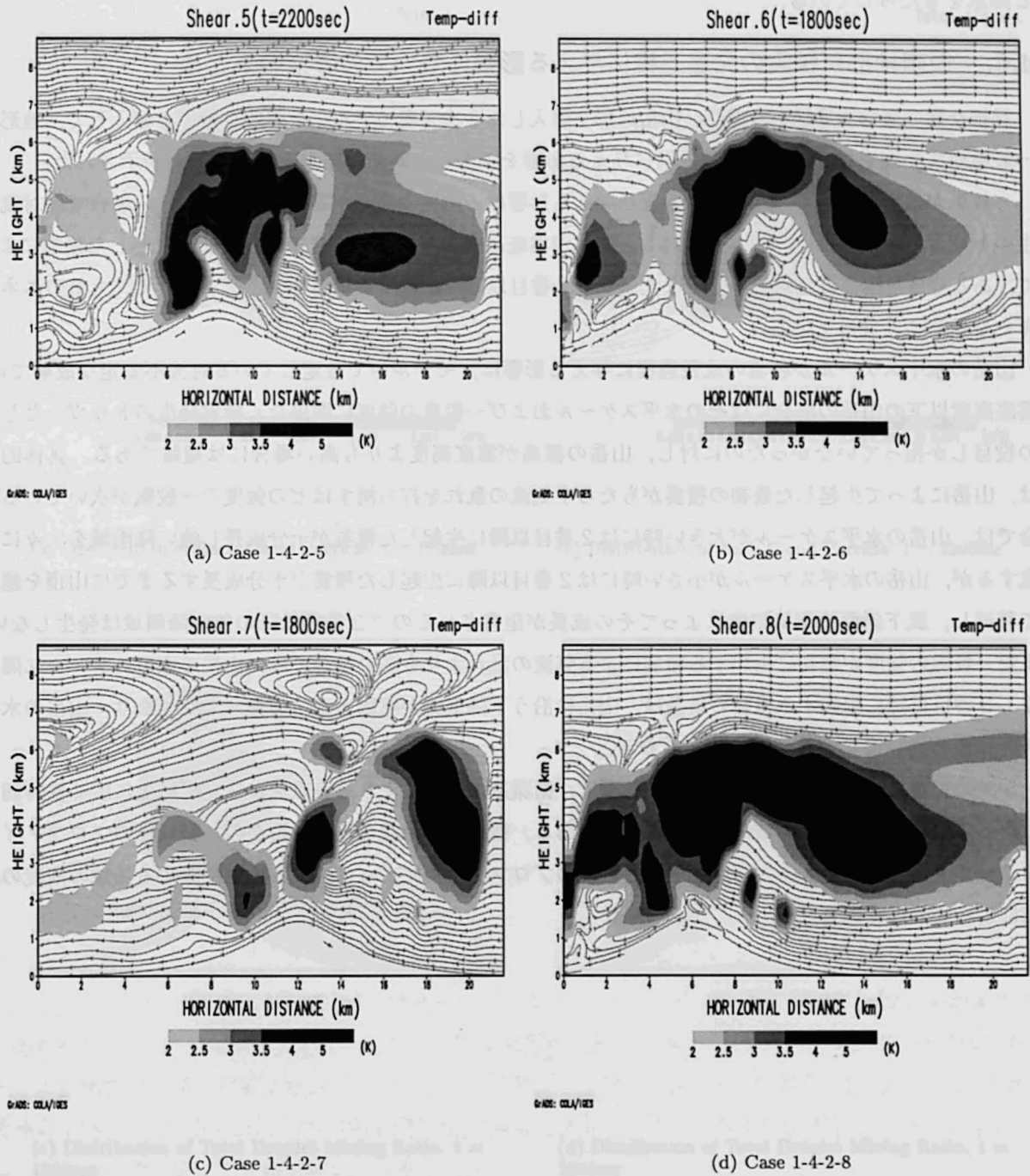


Fig. 1.4.18. Distribution of Temperature Difference of Cumulus at Mature Stage (II).

消滅期には入ってしまう。したがって、降雨継続時間は短くなる。電が存在している領域が風の逆転層より低空にある場合には、雲の発達過程は前節までに考察してきたシアのない場合と同様である。すなわち、HVR が小さい山岳においては風下の地形による下降流が存在する斜面上に強い降雨域が存在し、HVR が大きい山岳では風上の地形による上昇流が存在する斜面で十分に発達した2番目以降に生起した積雲が次々と降水をもたらしている。

4.6. 仮想地形が積雲の発達過程に与える影響についての考察のまとめ

詳細な雲の微物理過程を考慮し、山岳地形を導入した2次元雲モデルに仮想的な地形を導入して、地形と一般風が雲物理過程を経て対流性降雨に与える影響を調査した。その結果、以下のことが示された。

一般風が地形を介して積雲の成長過程に与える影響は、山岳の標高が雲底高度よりも低い場合では対流発生のトリガーとしてだけであるのに対し、山岳が雲底高度よりも高い場合では、最初に生起した積雲によって、ある程度解消された対流不安定な大気から2番目以降に生起する積雲を生み出すことで、大気のエネルギーを効率よく使っている。

山岳の水平スケールが積雲の成長過程に与える影響は、モデル中で設定している対流不安定な成層では、雲底高度以下の山岳の場合にはその水平スケールおよび一般風の強度に関係なく積雲発生のトリガーとしての役目しか担っていなかったのに対し、山岳の標高が雲底高度よりも高い場合には複雑である。具体的には、山岳によって生起した最初の積雲がもたらす気流の乱れを打ち消すほどの強度の一般風が吹いている場合では、山岳の水平スケールが大きい時には2番目以降に生起した積雲が十分成長し強い降雨域を次々に生成するが、山岳の水平スケールが小さい時には2番目以降に生起した積雲が十分成長するまでに山頂を越えて移流し、風下斜面の下降気流によってその成長が阻害されるので2番目以降の強い降雨域は発生しない。また一般風の強度が最初に生起する積雲による気流の乱れよりも弱い場合では、山岳の水平スケールに関係なく2番目以降に生起する積雲の成長は、山岳に沿う下降気流が原因となって活発でなくなり、山岳の水平スケールの違いによる差は明瞭でなくなる。

シアの影響によっておこる降水過程の特徴は、循環系の生起により地表風速から見て風上に広く長時間にわたって生起する強い降雨域が存在することである。循環系が生起されるか否かの判断は風のプロファイルによって決まる風の逆転層の高度と気温と湿度のプロファイルによって決まる電が生成する領域の高度の比較によって可能である。

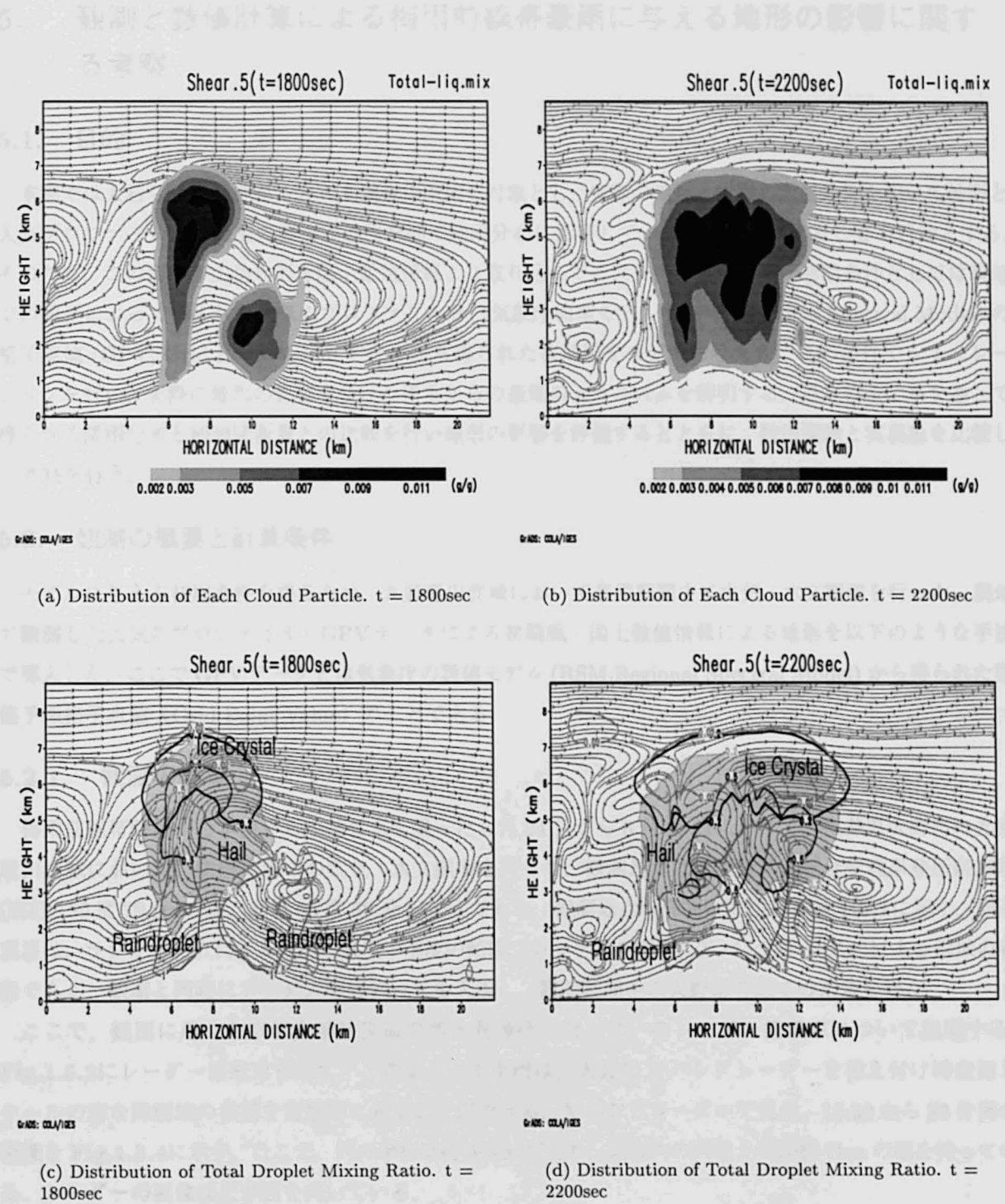


Fig. 1.4.19. Distribution of Each Cloud Particle and of Total Droplet Mixing Ratio. : Case 1-4-2-5.

5. 観測と数値計算による梅雨前線帯豪雨に与える地形の影響に関する考察

5.1. 目的

本節では大石ら⁵⁾の研究をもとに九頭竜川流域を対象とし、実際の地形と実際の大気条件を用いて地形と大気プロファイルが、積雲の雲物理過程を経て降雨分布に影響している状態を考察することを目的とする。そのため、この領域の山岳地形を国土数値情報より取り込んでモデル内で表現する。初期条件としては現地での観測によって得られた大気のプロファイルと、気象庁領域モデル (RSM, Regional Spectral Model) の格子点値 (GPV, Grid Point Value) データから得られた初期風をモデルに与えた。この条件でシミュレーションを行い、実際の地形の影響を受けた積雲からの豪雨のメカニズムを解明する。さらにモデルを通して得られる降雨分布と観測降雨量との比較を行い地形の影響を評価するとともに、数値実験と実現象を比較して考察を行う。

5.2. 観測の概要と計算条件

モデルに与える初期条件を得るため、九頭竜川流域において豪雨期間中に大気・水文観測を行った。現地で観測した大気のプロファイル・GPV データによる初期風・国土数値情報による地形を以下のような手法で導入した。ここで GPV データとは気象庁の数値モデル (RSM:Regional Spectral Model) から得られた数値予報格子点値 (Grid Point Value) のことである。

5.2.1. 観測の概要

梅雨前線帯降雨が日本海から中部日本を襲った 6 月 24 日から 6 月 26 日にかけて、福井県大野市の九頭竜川流域において、豪雨期間中の大気・水文観測を行った。観測地点は九頭竜ダム統合管理事務所駐車場 (東経 136 度 29 分 55 秒、北緯 35 度 59 分 15 秒) である。観測地点の周囲の地図を Fig.1.5.1 に示す。観測項目は、ラジオゾンデによる気圧・気温・湿度の鉛直プロファイル観測、X バンドレーダーによる雨域の移動である。観測と同時にアメダス等のデータを入手し、観測期間中の大野市各地での雨量を得た。

ここで、観測に用いた京都大学防災研究所水資源研究センターのレーダー搭載車について説明する。Fig.1.5.2 にレーダー搭載車を示す。このように本車両は、天井に X バンドレーダーを備え付け時空間スケールの密な降雨域の移動を定性的に知ることができる。X バンドレーダーで見た、15:30 から 20 分間の画像を Fig.1.5.4 に示す。ここで、円の半径は約 50km であり、画像内の円は 1 つが約 7km の幅を持っている。レーダーの画像は上が西を向いている。

X バンドレーダーによる雨域の移動の観測により、Fig.1.5.4 に示されるように雨域は西から東に 2 次元的に移動していることが確認できた。Fig.1.5.4 の図では 10 分間に約 14km のスピードで西に移動する降雨域を確認することができる。これによって本研究において 2 次元モデルを用いて数値計算を行うことの妥当性が示された。

また、車両の中にはラジオゾンデ受信装置と光学式雨量計の端末を格納しており (Fig.1.5.3)、特に建

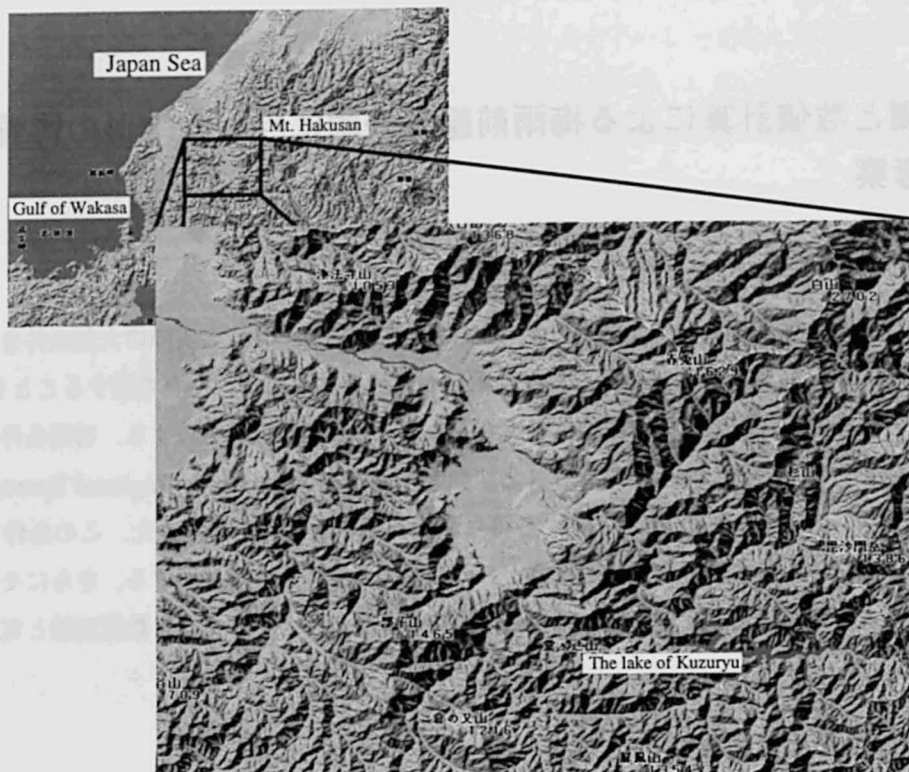


Fig. 1.5.1. Topological map of Kuzuryu River Basin.

建築物がないところでも降雨時の大気観測を行うことができる。さらに、観測の準備・撤収にかかる時間は1時間以内であるので、広い場所さえあれば降雨を追って観測することも可能である。

5.2.2. 地形の導入

観測中に X バンドレーダで雨域の移動を調べたところ西から東に移動していたため、地形は A 地点を含む東西方向に切り出すこととした。切り出した計算領域を Fig.1.5.1 上に直線で引いている。国土数値情報は 250m メッシュでの値が入力されているため、本モデルの格子点間隔 1200m に合わせて 1200m ごとの値を読み取ったが、この地形をモデルに与えて計算したところ地形に小さな波長の起伏がふくまれているために計算ができなかった。そのため Low Path Filter (Doswell(1977)) を用いて地形の高周波成分を取り除くスムージングを行った。スムージングはまず、国土数値情報の 250m メッシュでの値を Low Path Filter に通した後、本モデルの格子点間隔に合わせて 1200m ごとの値とした。Fig.1.5.5 がスムージングを行った後の地形である。この地形をモデルの下層境界条件として与えた。

5.2.3. 気温・湿度プロファイルの設定

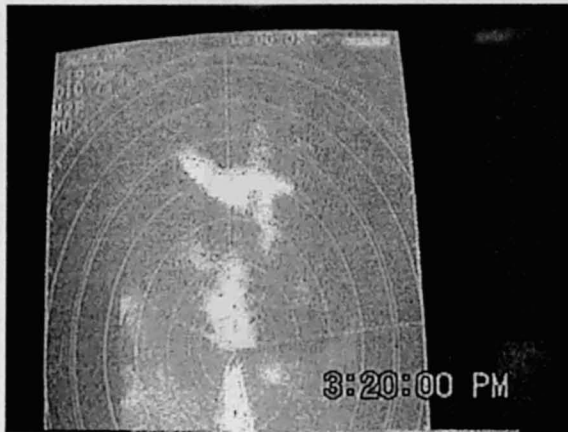
本研究では 10 事例の大気プロファイルの観測データから、強い雨の最中に観測した 6 月 25 日 21 時の大気プロファイルと、ほとんど雨がないうちに観測した 6 月 25 日 10 時の大気プロファイルを計算に用いることにした。観測地点は計算領域の西端から真東に約 15km の地点である。モデルの初期値として与える大気のプロファイルは計算領域の西端に与えるために、観測値をそのまま与えるのは妥当ではないと考え、



Fig. 1.5.2. Radar Mounted Automobile.



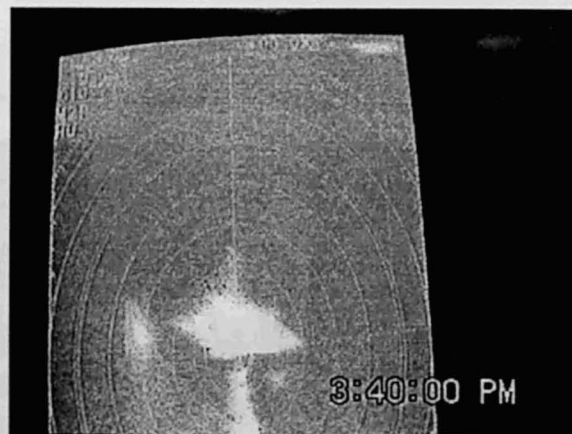
Fig. 1.5.3. Inside the Radar Mounted Automobile.



(a) 15:20



(b) 15:30



(c) 15:40

Fig. 1.5.4. Time Series Variation and Spatial Distribution of Radar Echo obtained by X-Band Radar mounted on the Car. (a) shows the echo of 15:20, (b) 15:30, (c) 15:40.

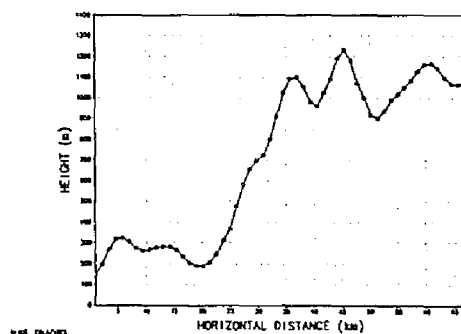


Fig. 1.5.5. Topography Smoothed by Low Path Filter.

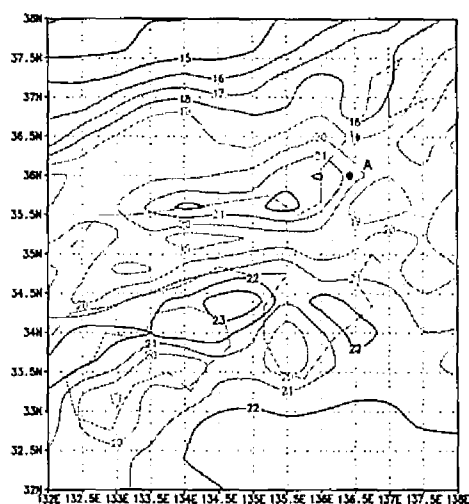


Fig. 1.5.6. Distribution of Temperature from GPV on 925hPa.

GPVデータを用いて観測データを修正することにした。Fig.1.5.6に示す925hPa面でのGPVデータによる気温分布図を見ると、計算領域よりも西で気温が高くなっていることが分かる。GPVのグリッド間隔は約40kmであるため観測地点とほぼ同じ位置のGPVデータも存在するが、本研究では計算領域西端よりも西の地点のGPVを用いることとする。さらに、GPVは3時間毎の出力であるため6月25日10時のゾンデデータを用いた計算を行うときは同日9時のGPV（客観解析値）を、6月25日21時のときは同日21時のGPV（客観解析値）を用いた。観測データとGPVデータを比較すると上層では観測データに代表性があるので観測データの下層のみを修正する。

本モデルでは鉛直方向に200m間隔で100～8900[m]まで45のグリッドを考え、各グリッドの中央点での値を代表値としている。観測データに200[m]ごとの値が存在する場合にはその値をそのまま用い、そうでないときにはその上下2点で内挿した。その後925hPa面での気温をGPVデータを用いて修正し、上空1700mでのゾンデで得られた気温との間で線形内挿して、1500m以下の気温に修正を加えモデルに与えた。修正前後の気温のプロファイルを、Fig.1.5.7およびFig.1.5.8に示す。またそれぞれの修正後の温位・相当温位と湿度のプロファイルをFig.1.5.9およびFig.1.5.10に示す。

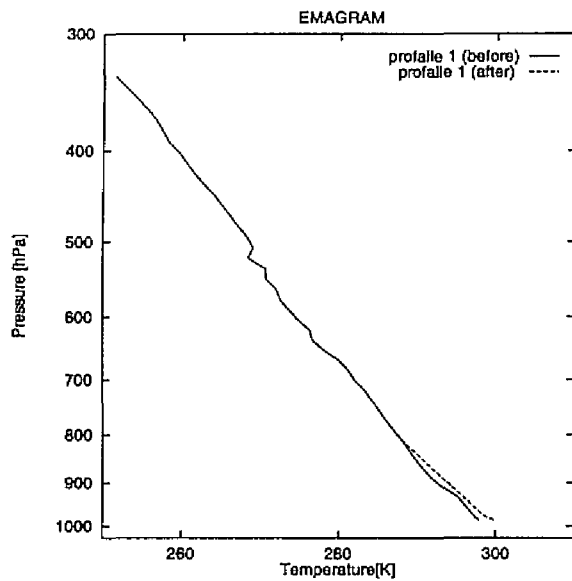


Fig. 1.5.7. Profile of Temperature (Profile 1, 21hr June 25). The Solid Line Shows the Profile before Revision and Dashed Line Shows Revised One.

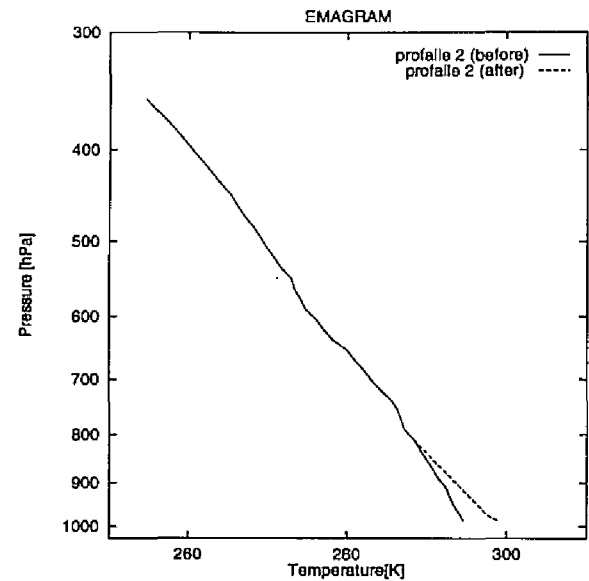


Fig. 1.5.8. Profile of Temperature (Profile 2, 10hr June 25). The solid line shows the profile before revision and the dashed line shows revised one.

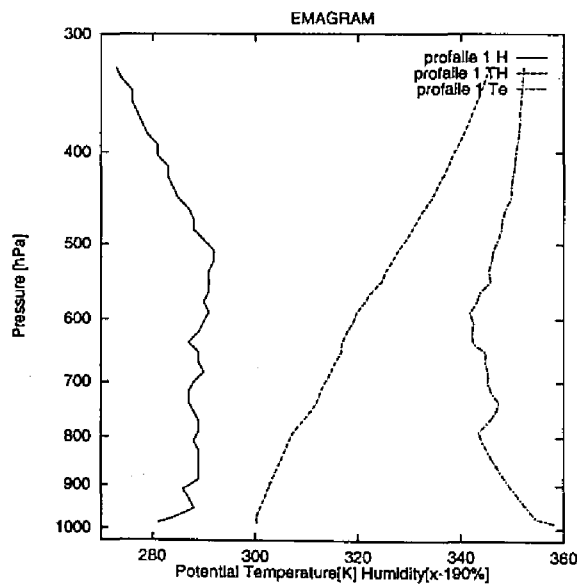


Fig. 1.5.9. Profile of Atmosphere (Profile 1, 21hr June 25). The solid line shows the profile of humidity, the dashed line shows the potential temperature and the broken line shows the equivalent potential temperature.

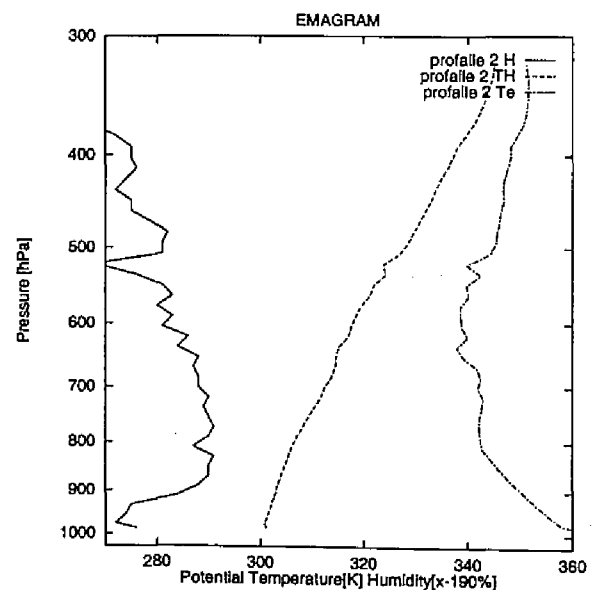


Fig. 1.5.10. Profile of Atmosphere (Profile 2, 10hr June 25). The solid line shows the profile of humidity, the dashed line shows the potential temperature and the broken line shows the equivalent potential temperature.

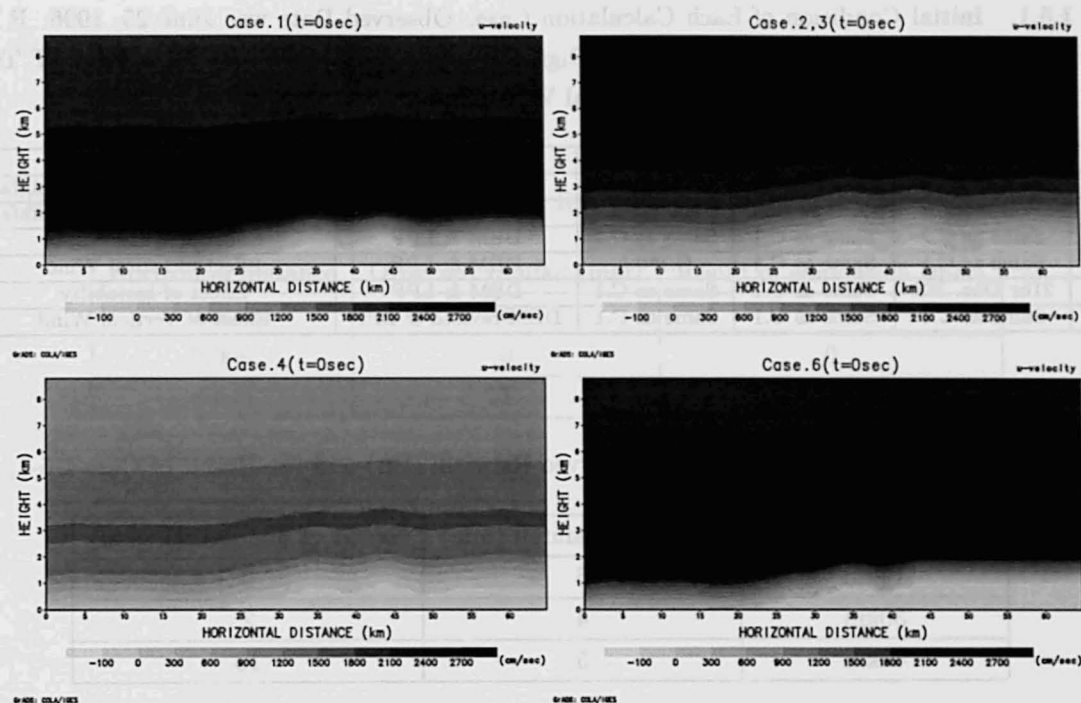


Fig. 1.5.11. Profile of Initial Horizontal Wind.

5.2.4. 初期風の設定

初期風は先に述べた地点での GPV データによって得られたものを用いる。しかし、GPV データは 925hPa・850hPa・700hPa・500hPa 面でのデータしか存在しない。そこで各気圧面での値を線形内挿し、各グリッド中央点での値を代表値としてモデルの対象領域の西端に与えた。与えた初期風を Fig.1.5.11 に示す。ここで実際の風速を調べてみると下層で 5~10[m], 上層では 20~35[m] と非常に強い。そのため数値モデルの水平分解能を 1200[m] としてこの風速を用いたシミュレーションにあわせた。

以上のような初期条件を与え、九頭竜川流域をモデルに表現した。

5.3. 梅雨前線帯降雨の雲物理的構造

先に述べた 2 事例の観測データを用いた積雲の発達過程の計算以外に、降水過程が大気プロファイルと地形によって変化する様子を考察するために、4 事例の計算を行った。これらの初期条件を Table 1.5.1 に示す。

比較考察に先だって、降水強度の分布図 (Fig.1.5.12, Fig.1.5.13) と積雲の鉛直構造 (Fig.1.5.14, Fig.1.5.15) を用いて、2 事例の観測データを用いた積雲の発達過程を解説する。

• Case1-5-1

初期風が全層にわたり非常に強いので、地形による強い鉛直上昇流ができていることが分かる。この上昇風によって水蒸気の凝結が起これ積雲が発達している。この積雲の雲頂高度は 7km にまで達している。また氷晶の層が上空 6km 以上に分布しているために、氷晶と雲粒との衝突に伴う凍結過程が進み電が生成している。中層には霰・霧雨の生成も認められる。1600[s] になると水平距離 40km 付近で

Table 1.5.1. Initial Condition of Each Calculation Case. Observed Date was June 25, 1996. R Means with Revision, NR No Revision, C. Case, DEM Digital Elevation Map, LPF Low Path Filter, T Temperature, P Pressure, H Humidity and V Horizontal Wind Speed,

Case	T & P	H	V	Topography	Note
1-5-1	21hr Obs. R	Obs. at 21hr	21hr GPV	DEM & LPF	Compare with Observed Rainfall
1-5-2	10hr Obs. R	Obs. at 10hr	9hr GPV	DEM & LPF	Compare with Observed Rainfall
1-5-3	Same as C.2	Same as C.1	Same as C.2	DEM & LPF	Effect of Water Vapor
1-5-4	Same as C.1	Same as C.1	C.1*0.5	DEM & LPF	Effect of Intital Wind
1-5-5	21hr Obs. NR	Same as C.1	Same as C.1	DEM & LPF	Effect of Instabilty
1-5-6	Same as C.1	Same as C.1	Same as C.1	DEM reviced & LPF	Effect of Vertical Wind

Table 1.5.2. Comparison between Observed Rainfall(21hr) and the Result of Case 1-5-1,

Horizontal Distance	Observed Rainfall (mm)	Result of Simulation (mm)
15km	6	0
30km	4	2
40km	5	13

下降流が強くなっている。これは各降水粒子が落下し始めたために空気が降水粒子にひきずられているためである。1600[s]で雨滴は地表に達し、それ以後降り続ける。Fig.1.5.12を見ると降雨強度が強いところが水平距離 50[km] 付近に見られ、その地点の総降雨量は 40[mm] に達している。また降雨分布は 30[km] 以上と広く分布している。また観測雨量と Case 1-5-1 によって得られた雨量を Table 1.5.2 に示した。この表を見ると 15[km] ではそれほど合っていないが、30, 40[km] 地点では降雨がみられるかそうでないかに関しては、実現象をよく表していると言える。15[km] のところで合っていない理由は、その雨は本モデルの領域外の西側から流入する雲によって生起していると考えられるが、そのような雲をモデル中では表現していないからである。

● Case 1-5-2

初期風は下層・中層で Case 1-5-1 より弱く上層は Case 1-5-1 より強い。下層・中層での鉛直風は Case 1-5-1 より弱い。積雲の雲頂高度は 5km ほどに達し、氷晶の分布は一部に見られるが Case 1-5-1 と比較すると小さく、混合比も小さい。積雲の雲頂高度が Case 1-5-1 より低く、氷晶の生成量が Case 1-5-1 より少ない理由は考察で詳しく述べる。雲粒と氷晶とが共存していないことが原因で凍結過程が生起しないために、雹は生成していない。また Case 1-5-1 ほど雲粒の混合比は大きくないため衝突併合過程が起こりにくく、粒径の大きい水滴には成長していない。その結果、ただ雲が移流していくのみで降水は見られない。Table 1.5.3 に見るように、観測雨量と数値実験の雨量が合っており、実現象をよく表していると言える。

Table 1.5.3. Comparison between Observed Rainfall(10hr) and the Result of Case 1-5-2,

Horizontal distance	Observed rainfall (mm)	Result of simulation (mm)
15km	1	0
30km	0	0
40km	1	0

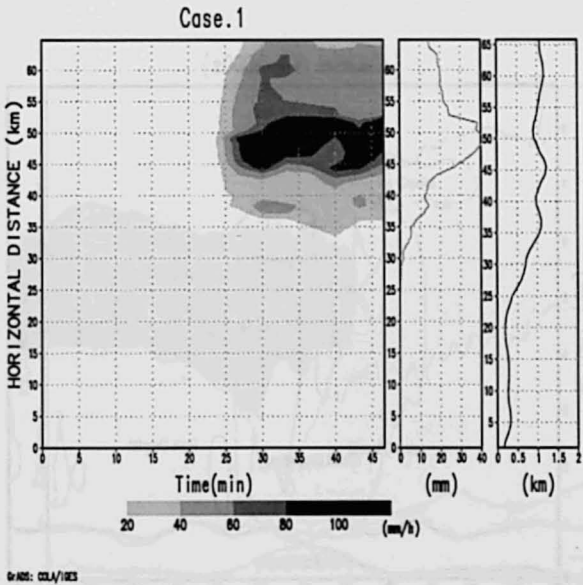


Fig. 1.5.12. Time Series Variation and Spatial Distribution of Rainfall Intensity and Spatial Distribution of Total Rainfall Amount (21hr June 25).

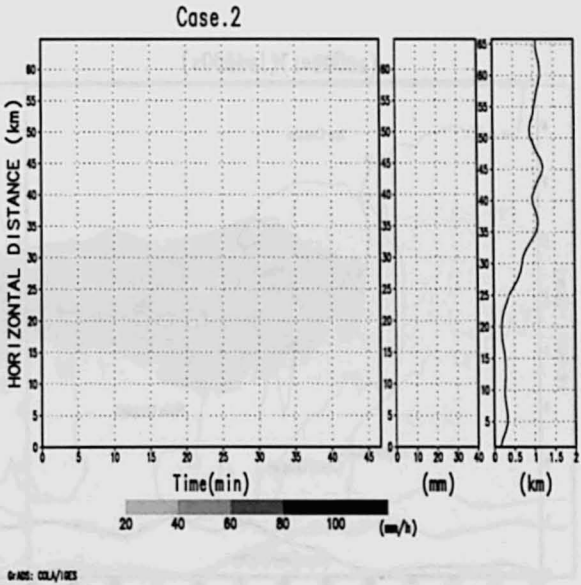


Fig. 1.5.13. Time Series Variation and Spatial Distribution of Rainfall Intensity and Spatial Distribution of Total Rainfall Amount (10hr June 25).

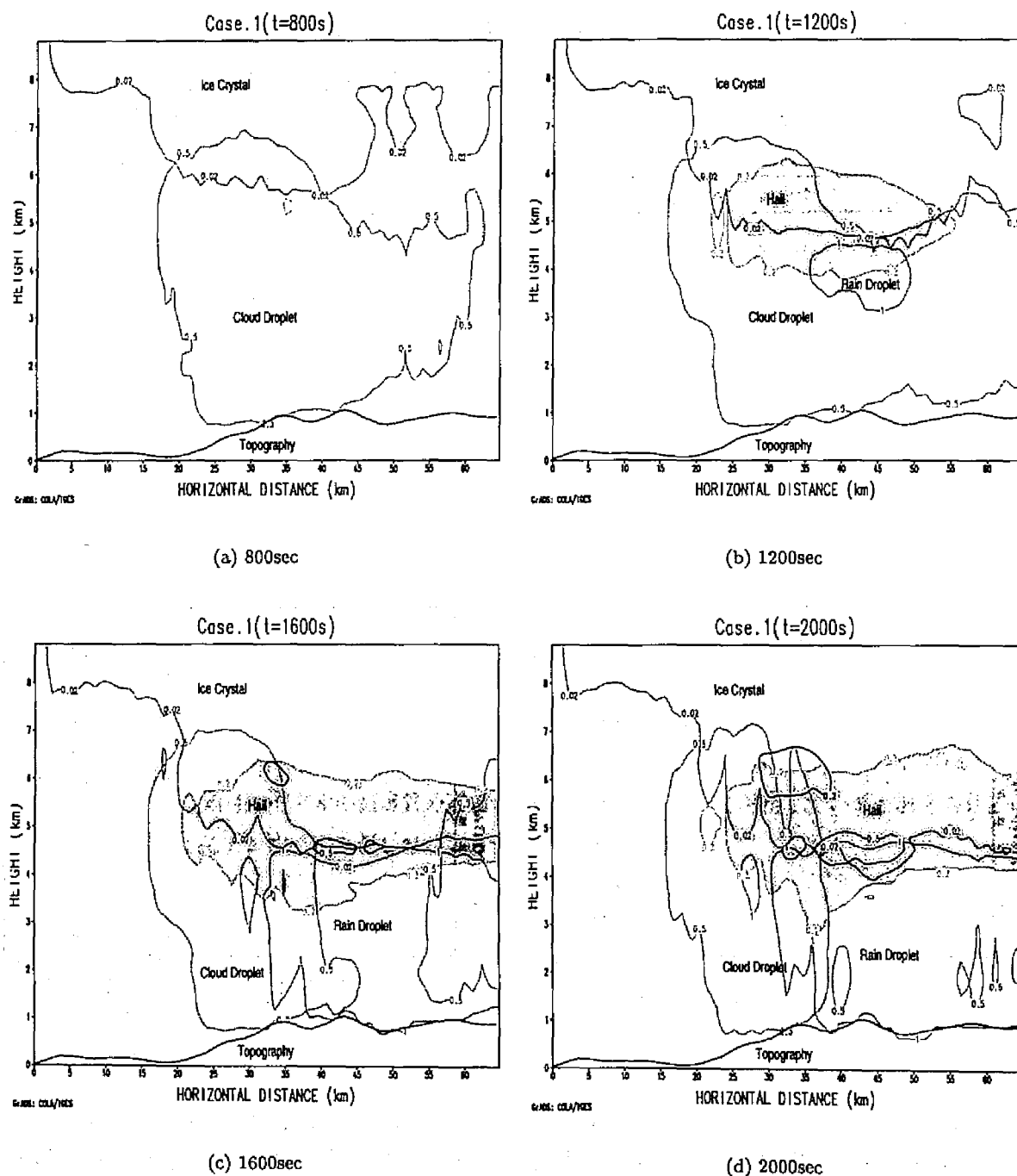


Fig. 1.5.14. Time Series Variation and Spatial Distribution of Particles in the Case 1-5-1. Topography was Drawn by Hand.

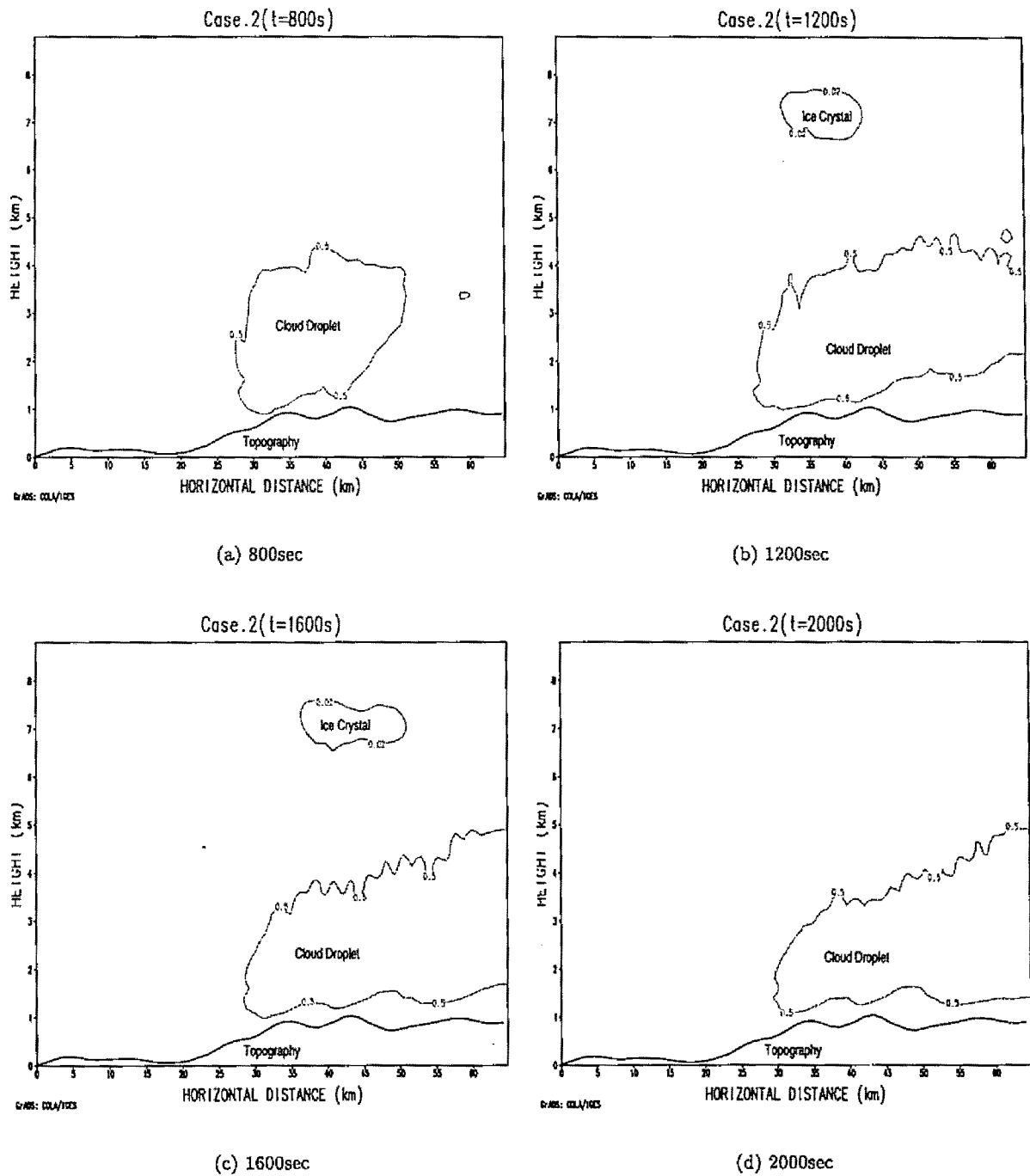


Fig. 1.5.15. Time Series Variation and Spatial Distribution of Particles in the Case 1-5-2. Topography was Drawn by Hand.

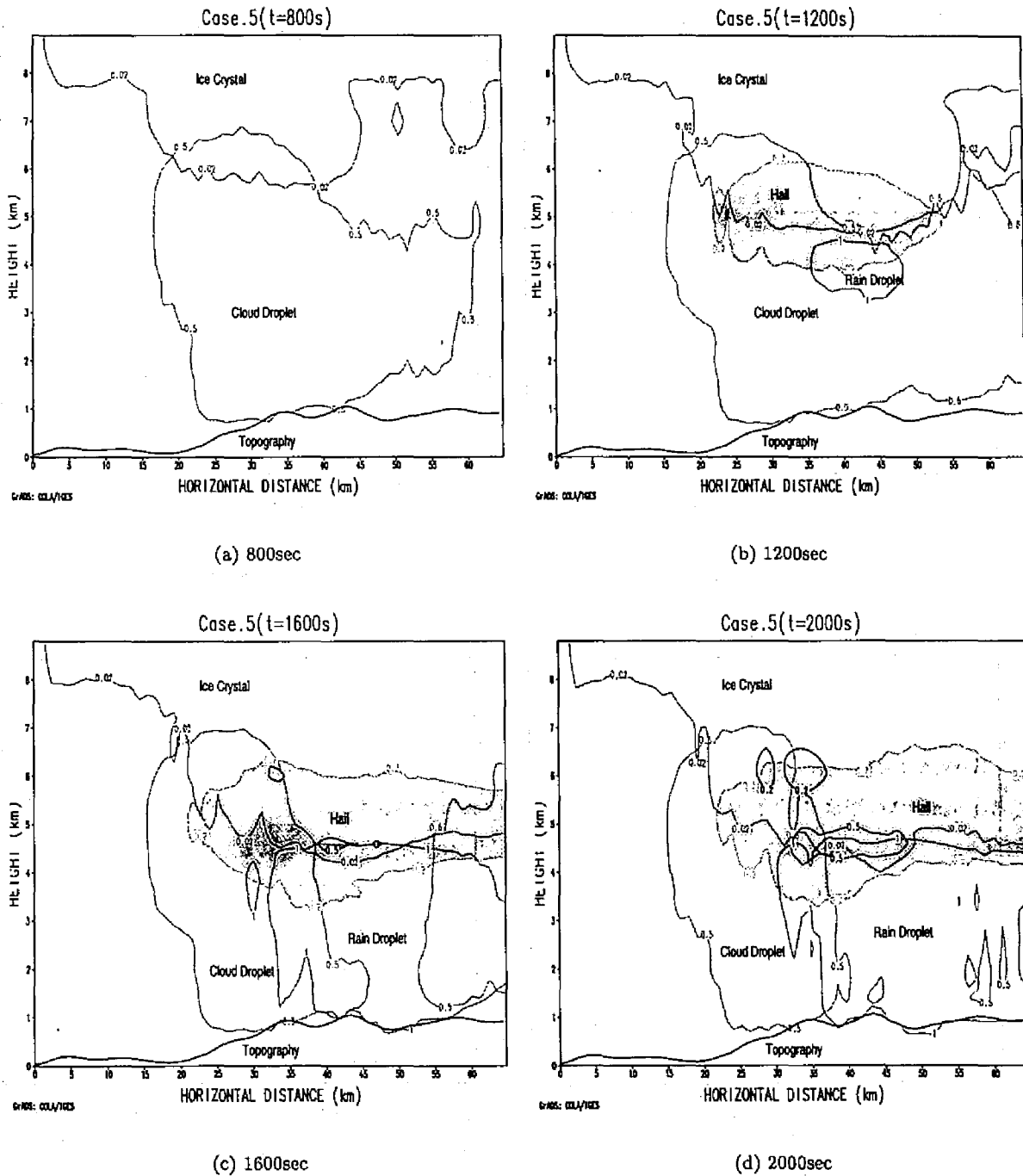


Fig. 1.5.17. Time Series Variation and Spatial Distribution of Particles in the Case 1-5-5. Topography was Drawn by Hand.

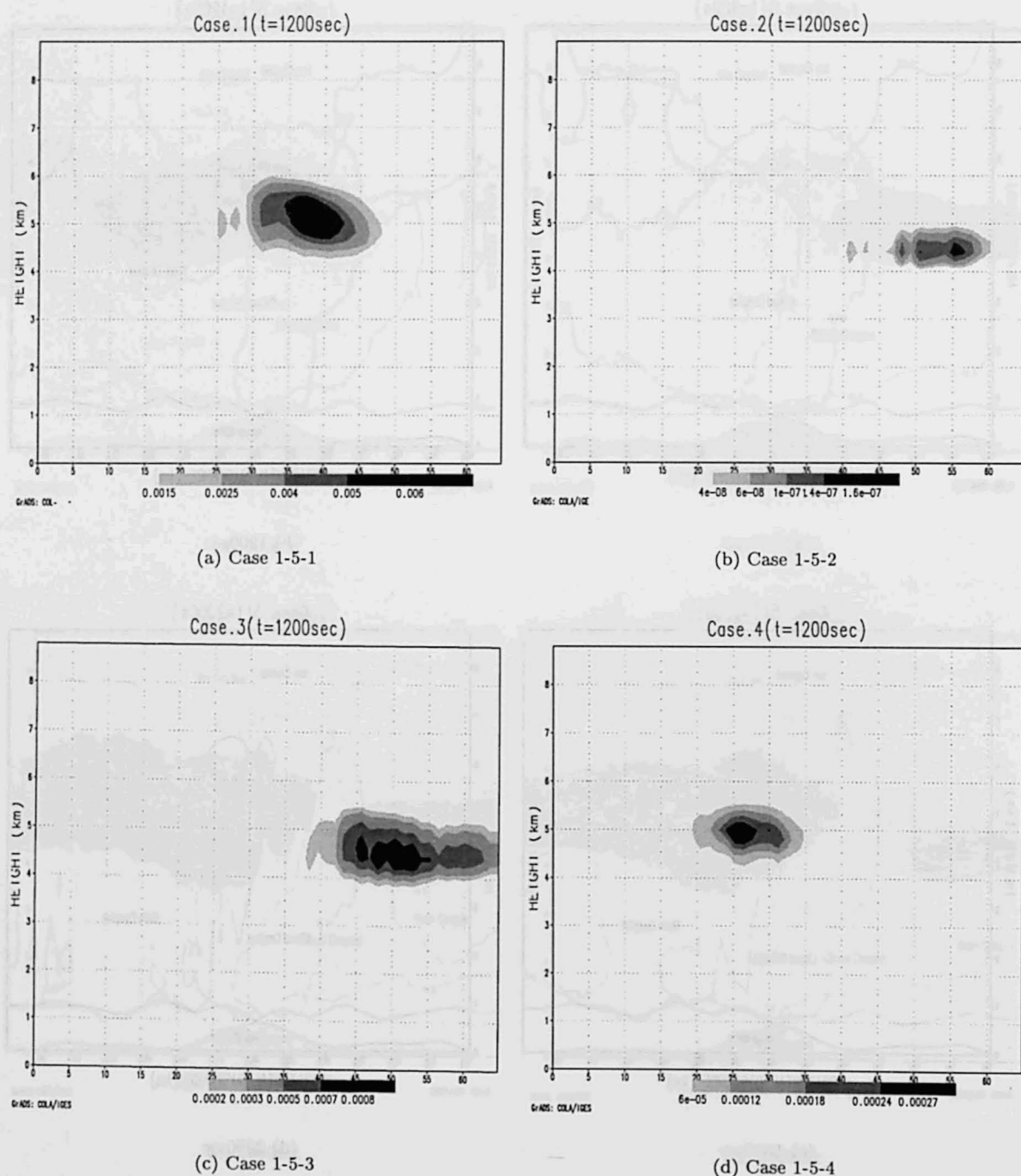


Fig. 1.5.18. Spatial Distribution of Hail Mixing Ratio in the Case 1-5-1 - Case 1-5-4 (1200sec).

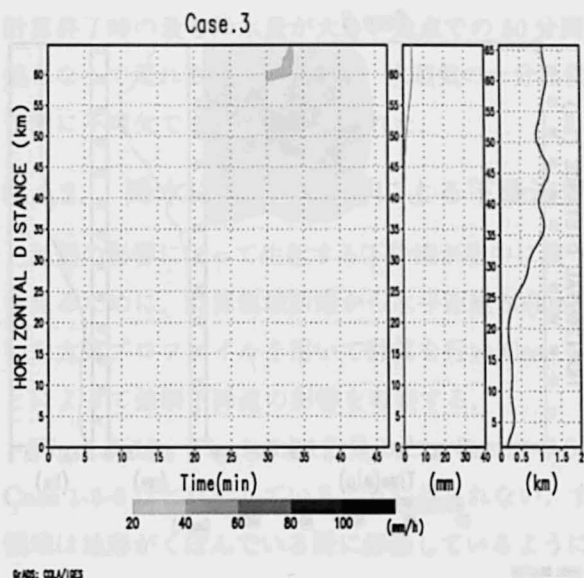


Fig. 1.5.19. Time Series Variation and Spatial Distribution of Rainfall Intensity and Spatial Distribution of Total Rainfall Amount (Case 1-5-3).

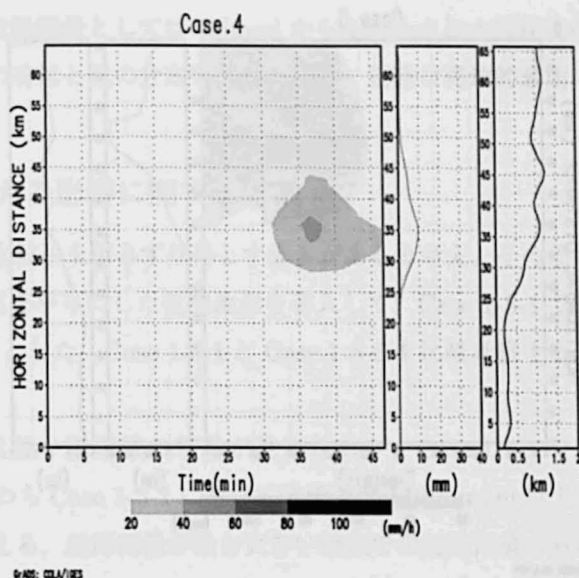


Fig. 1.5.20. Time Series Variation and Spatial Distribution of Rainfall Intensity and Spatial Distribution of Total Rainfall Amount (Case 1-5-4).

5.4. 考察

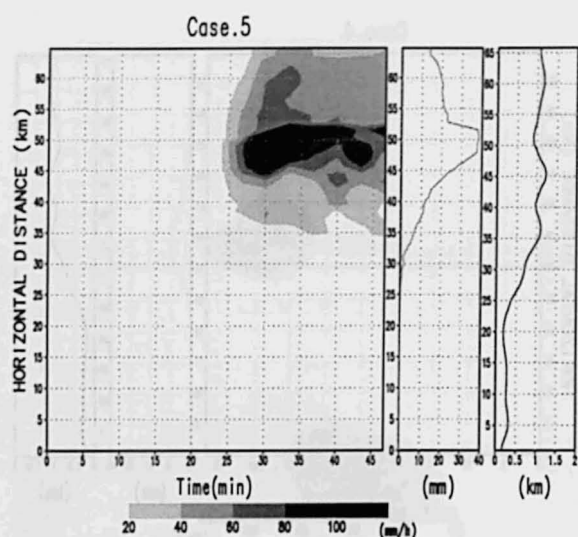
5.4.1. 大気プロファイルが降水過程に及ぼす影響に関する考察

前節までの考察により、強い降雨の発生には電の生成が大きな要因となっており、電ができるためには、水滴と氷晶の層が交わり衝突することにより凍結していることが示されているので、以下では水滴、電、氷晶の相互作用に注目して考察する。

まず、Case 1-5-1 と Case 1-5-2 で積雲の発達とその結果の降雨強度分布に大きな違いが生じたのは、水蒸気量の影響が強いと考え、Case 1-5-2 の計算において、湿度だけをプロファイル 1 を用いた Case 1-5-3 を計算した。その時の積雲の構造を Fig.1.5.16 に示す。Case 1-5-2 では生起していなかった電と、それが融けて生起する雨粒を見ることができる。プロファイル 1, 2 (Fig.1.5.9・Fig.1.5.10) を見ると、気温 10℃ から -10℃ の層において湿度がプロファイル 1 のほうが高いことが分かる。また湿度を可降水量として計算すると、プロファイル 1 では 65.7[mm]、プロファイル 2 では 60.4[mm] であった。しかし、Fig.1.5.12、Fig.1.5.19 をみると、Case 1-5-1 ほどの降水は Case 1-5-3 では見られない。

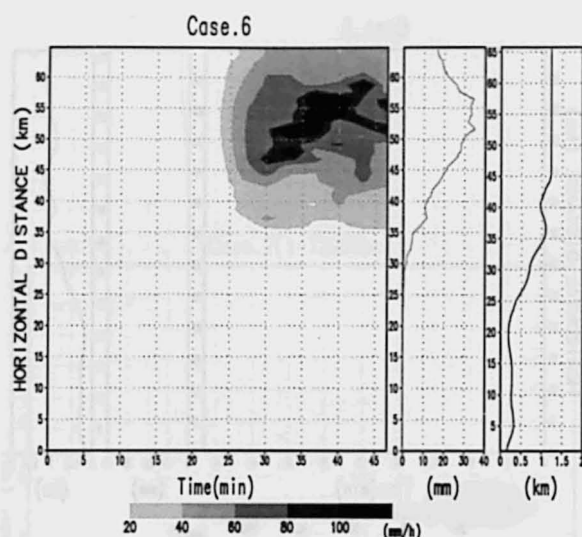
次に、山岳地形によって生起する強制上昇流の影響を見るために、Case 1-5-1 のプロファイルを用いて初期水平風だけを弱くして、強制上昇流の強さを小さくした計算を Case 1-5-4 として行った。Fig.1.5.12、Fig.1.5.20 の地表面降水強度を比較すると、Case 1-5-4 では降水強度が非常に小さくなっていることがわかる。

最後に、大気的不安定度の影響を考察するために 6 月 25 日 21 時に観測された大気プロファイルを修正せずに計算を行い Case 1-5-5 とした。Fig.1.5.12 と Fig.1.5.21 をみると、Case 1-5-1 とほとんど同様の降水強度分布が得られた。Case 1-5-5 の積雲の構造を Fig.1.5.17 に示す。Fig.1.5.14 と Fig.1.5.17 を比較して、積雲の構造もほぼ同じであることが確認できる。すなわち、ここで変化させた程度の大気的不安定度は積雲の発達過程に大きな影響を及ぼしていないことが示された。



Source: CMA/IES

Fig. 1.5.21. Time Series Variation and Spatial Distribution of Rainfall Intensity and Spatial Distribution of Total Rainfall Amount (Case 1-5-5).



Source: CMA/IES

Fig. 1.5.22. Time Series Variation and Spatial Distribution of Rainfall Intensity and Spatial Distribution of Total Rainfall Amount (Case 1-5-6).

このように湿度と鉛直風が積雲の発達に影響していることが分かったが、実際にどちらが降雨現象に強く影響しているのかを見るために 電の混合比を示した Fig.1.5.18を用いる。実際は降雨量で比較すべきであるが、事例によっては降雨域が領域外に出てしまっているため比較が難しい。そのため上で考察したように、降雨に直接影響している電の混合比で比較することにする。

Fig.1.5.18を見ると、1200 秒における電の混合比は Case 1-5-1 では $0.5[\text{g/kg}] \sim 6.5[\text{g/kg}]$ 程度、Case 1-5-2 では $0.00002[\text{g/kg}] \sim 0.0006[\text{g/kg}]$ 程度、Case 1-5-3 では $0.1[\text{g/kg}] \sim 0.9[\text{g/kg}]$ 程度、Case 1-5-4 では $0.03[\text{g/kg}] \sim 0.27[\text{g/kg}]$ 程度である。Case 1-5-2 と Case 1-5-3 を比較することで水蒸気による影響が、Case 1-5-1 と Case 1-5-4 を比較することで鉛直風による影響が分かる。可降水量で 10%程度違う水蒸気が電の生成量に与える影響は、電の混合比に換算しておよそ $0.1[\text{g/kg}]$ のオーダーであるのに対し、2 倍の差を持つ鉛直風が与える影響は電の混合比に換算しておよそ $1.0[\text{g/kg}]$ のオーダーである。このことから、考察してきたような梅雨前線帯の豪雨では、同じ気温、気圧、水蒸気のプロファイルを持っていても、水平風と地形によって生じられる鉛直風の違いによって、電の生成量ひいては降雨分布に大きな違いが生じる。Case 1-5-2 と Case 1-5-3 の比較により分かるように、気温 10°C から -10°C の層の水蒸気量の違いによって電の生成の有無が決定される。すなわち、その層における水蒸気量が電の生成とその結果の降水に対して、必要であることが示された。

以上を解説しまとめると、強い降雨をもたらすような梅雨前線帯の降雨には、電の生成が不可欠であり、それは主として過冷却水滴と氷晶が衝突、あるいは接触することによって起こる。大気の中層から上層に小さな氷を生成するのに十分な水蒸気は、この電の生成のための必要条件である。日本海側特有の強風と険しい山岳地形は、強制上昇風を通して凝結過程を促進させ、できた水滴を強制的に上昇させることで氷晶との衝突をもたらして、多くの電をつくり出す。それは水平風速が $2.5 \sim 15[\text{m/s}]$ から $5 \sim 30[\text{m/s}]$ と 2 倍にした時に、電の混合比を $0.03 \sim 0.27[\text{g/kg}]$ から $0.5 \sim 6.0[\text{g/kg}]$ と約 20 倍にする程度の影響を持つ。その結果、

計算終了時の最も降水量が大きい地点での 50 分間の総降雨量としては 40[mm] から 10[mm] と 4 倍程度の差となって現れる。したがって、水蒸気の十分な供給の有無と風の分布を知ることは、正確な局地的豪雨の予測に不可欠であることが示された。

5.4.2. 降水に地形の影響による下降流が与える影響に関する考察

地形の影響によって生起する下降流が空中に漂う降水粒子を引きずり落とす働きがあると考え、その効果を見るために、計算領域西端から水平距離 50[km] 以東を平らにした仮想地形を導入して、Case 1-5-1 で用いた大気プロファイルを用いて計算を行い Case 1-5-6 とした。Case 1-5-1 と Case 1-5-6 を比較考察することによって強制下降流の影響を考察する。

Fig.1.5.12, Fig.1.5.21を見ると、Case 1-5-6 では強い降雨域の移動が見られるが、Case 1-5-1 では Case 1-5-6 ほど移動しているように見られない。すなわち Case 1-5-1 において降雨強度 110[mm/h] 以上の領域は地形がくぼんでいる所に停滞しているように見える。総降雨量が最も大きい地点での総降雨量を見ると水平距離 50[km] 地点では Case 1-5-1 では 40[mm]、Case 1-5-6 では 35[mm] と Case 1-5-1 の方が多い。しかしその周辺では Case 1-5-1 より Case 1-5-6 の方が雨量は多い。計算終了時の領域全体での総降雨量を比較すると Case 1-5-1 と Case 1-5-6 はほぼ同じである。つまり、地形による強制下降流は領域内の降雨量の増減には影響しないが、降雨を集中させ下降流のある地点で非常に強い集中的な降雨をもたらすということが分かった。そして、そのような影響を与えるような風は降水粒子を地上までひきずり落とす程度のものより弱くても、落下する降水粒子が下降流を促進していつそう強い降雨をもたらしていることも確認できた。

このように非常に強い水平風が地形の影響を受けて生じた下降流は降雨の集中化をもたらす。例えば、計算時間の短縮のため微物理過程を除き風のみを計算し下降流の位置が分かれば、強い降雨をもたらす地点をある程度特定できるものと考ええる。

5.4.3. 考察のまとめ

本節で考察してきた、実際の地形と大気条件が積雲の生起・発達過程に及ぼす影響は以下のようにまとめることができる。

1. 強い降雨をもたらすためには雹の存在が不可欠である。雹が生成するためには大気の中層から上層にわたる十分な水蒸気が必要である。九頭竜川流域のような険しい山岳地形による強制上昇流によって凝結過程の促進・昇華による氷晶の生成が行われると、過冷却水滴と氷晶とが衝突し凍結過程により雹を生成する。雹の生成量は鉛直風の強さに特に影響されている。その結果、鉛直風の強さが降雨量・降雨強度に強く影響を与える。
2. 地形による強制下降流は降雨の集中化をもたらす。下降流が起きている場所で非常に強い降雨が起こる。このことより下降流の位置を特定することができれば、強い降雨をもたらす地点をある程度予測できると考えられる。

ここでは 3 日間の特別観測を行った結果を初期値としているが、これをルーチン観測で代用するためには、100hPa 毎の気温・気圧・湿度・風が 1 時間間隔で出力される GPV が必要である。定常的には無理だろうが、特に激しい豪雨時だけでもそのような値が出力されることが望まれる。

6. 結語

本章では、豪雨をもたらす積雲の生起・発達過程に地形や大気条件が与える影響について、主として数値実験により解析を行った。

解析に先立って、雲物理過程を陽に表現し非圧縮・非静水圧の力学過程を持つ積雲モデルの下層境界条件に地形を導入した。本モデルで用いている力学過程ではテンソル解析を用いた座標変換を行う必要があり、それによって気圧を診断的に求めるポアソン方程式の解法に問題が生じた。その問題をFFTによるポアソン方程式の解法を用いた収束計算により解決している。これにより、地形を表現しその影響を直接評価することができる雲物理モデルの開発に成功した。

続いて積雲の生起・発達過程に与える影響について、以下の順に考察を行った。

まず、地形は与えずに、地形によって生起したとみなすことができる鉛直上昇流を初期条件として与えて、それが積雲の発達過程に与える影響を考察した。それによると、地形によって生起されたとみなすことのできる鉛直上昇流は、発達期に凝結する降水粒子の量を増加させ、積雲のその後の発達を促す効果がある。一方で、下層の湿った空気を氷晶が生起される層の高度まで持ち上げることができるような強い上昇流が存在する積雲では、水蒸気は容易に氷晶となり、空中に留まってなかなか落ちてこないため、地上における降雨量と積雲の発達は増加関係ではなくなる。すなわち、初期鉛直上昇流の強さにあるしきい値があり、それを越えた初期鉛直上昇流を与えても降水量は増加しないことを、氷晶と水滴の衝突による着氷過程から生起する雹の分布が地上降雨に大きな影響を与えていることから論じてきた。

次に仮想的な地形と下層的な大気条件を導入して、地形の標高と水平規模および風の鉛直シアが積雲の発達過程に与える影響について考察した。それによると、一般風が地形を介して積雲の成長過程に与える影響は、山岳の標高が雲底高度よりも低い場合では対流発生のトリガーとしてだけであるのに対し、山岳が雲底高度よりも高い場合では、一般水平風速によって異なる影響が生ずる。すなわち、強度の一般風が吹いている場合では山岳の水平スケールが大きい場合と小さい場合では2番目以降の強い降雨域の発生の有無によって地点総降雨量に変化が生じる。また一般風の強度が最初に生起する積雲による気流の乱れよりも弱い場合では、山岳の水平スケールの違いによる差は明瞭でなくなる。これらを積雲中で生起する雲物理過程・力学過程と積雲に取り込まれる水蒸気との相互作用によって論じた。さらに、シアの影響によっておこる降水過程の特徴は、循環系の生起により地表風速から見れば風上に広く長時間にわたって生起する強い降雨域が存在することである。循環系が生起されるか否かの判断は風のプロファイルによって決まる風の逆転層の高度と気温と湿度のプロファイルによって決まる雹が生成する領域の高度の比較によって可能であることを示した。

最後に福井県の九頭竜川を対象として梅雨前線帯豪雨に対し、地形と大気条件が積雲の生起・発達過程に与える影響を調査するために、水文・気象観測によって収集した情報を初期値および検証値として数値計算に取り込んで考察を行った。その結果、強い降雨をもたらすために不可欠な雹の生成には、気温10℃から-10℃の層における十分な水蒸気が必要であること、険しい山岳地形による強制上昇流によって過冷却水滴と氷晶とが衝突する凍結過程が大きな影響を持つことが示された。さらに、地形による強制下降流は降雨の

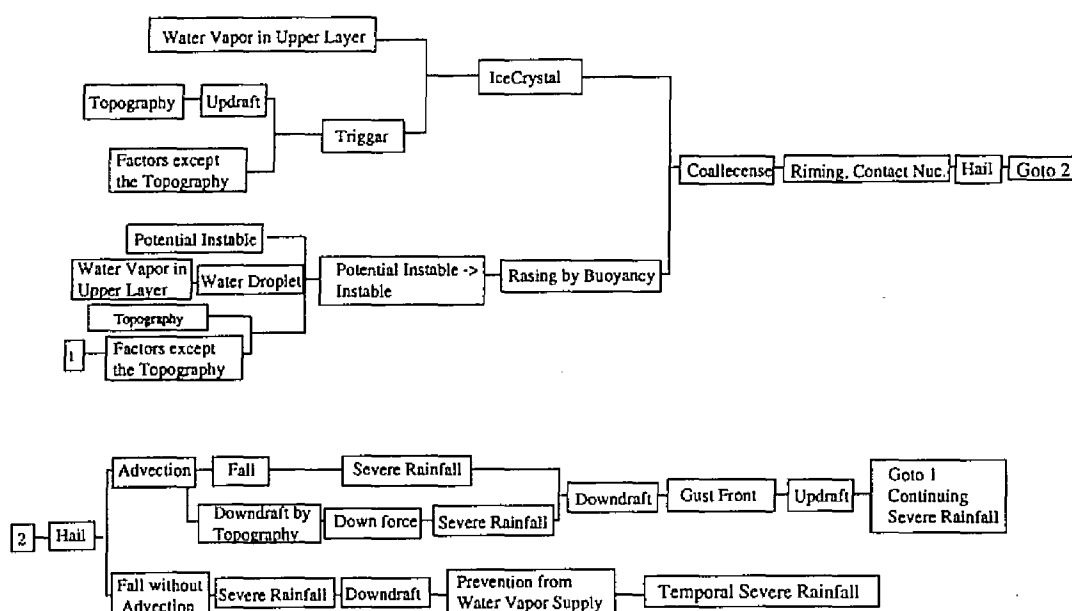


Fig. 1.6.1. Important Cloud Microphysical Processes which Occur the Severe Rainfall.

集中化をもたらし、下降流が起きている場所で非常に強い降雨が生起していることから、水蒸気を考慮しない数値計算により強い降雨をもたらす地点を予測することの可能性を示した。

以上の考察を通して示された豪雨が生起するために重要な過程の概念的な流れを Fig.1.6.1 に示した。ここで、豪雨の生起を予測する際に風と水蒸気の供給に対する情報が不可欠であること、雹の生起状態を実時間で観測することができれば短時間降雨予測の進歩にとって極めて大きな衝撃を与えることは極めて重要であることを強調しておく。風に関する情報はドップラーレーダーから実時間で入手することが可能になってきた。水蒸気の供給に関する情報は GPS を用いた水蒸気の鉛直積分量である可降水量の導出の可能性があり、本論文でも 2. でそのことを述べている。雹の情報を実時間で取得することの可能性については、空中の氷と水滴を分離することと、雹の落下に伴う摩擦による大気の下降流をそれ以外の要因による下降流と分離することができれば空中における雹の分布を測定することが可能になると考える。風に関する情報、水蒸気に関する情報および雹に関する情報の実時間での取得とルーチン化については様々な困難が予想される。しかし、これらが解決されることで豪雨予測の精度は大幅に改善できると考えられるのであるから、その困難は乗り越えなくてはならないものである。

以上を本章の結びの言葉とする。

参考文献

- 1) 大石哲・木谷 有吾・中北 英一・池淵 周一 (1994): 鉛直上昇流が局地降雨に与える影響に関する数値実験的研究, 京都大学防災研究所年報第 37 号 B-2, pp.281-297.
- 2) 大石哲・木谷有吾・中北英一・池淵周一 (1995): 2 次元積雲モデルを用いた降水過程における鉛直上昇流の影響に関する研究, 土木学会水工学論文集, 第 39 巻, pp.255-260.
- 3) 大石哲・木谷有吾・中北英一・池淵周一 (1996): 豪雨の生起・発達に地形が及ぼす影響に関する数値実験

- 的研究, 大石哲・木谷有吾・中北英一・池淵周一, 京都大学防災研究所年報, 第 39 号 B-2, pp.251-269.
- 4) 大石哲・木谷有吾・中北英一・池淵周一 (1997): 詳細な雲物理過程を考慮した豪雨に及ぼす地形の影響に関する数値実験的研究, 土木学会水工学論文集, 第 41 巻, pp.117-122.
 - 5) 大石哲・高橋輝明・中北英一・池淵周一 (1997): 積雲モデルを用いた梅雨前線帯降雨に対する地形の影響の評価, 京都大学防災研究所年報, 第 40 号 B-2, (印刷中).
 - 6) 高橋劭・阿波田康裕 (1993): 詳細な雲の微物理過程を考慮した二次元積雲の数値実験, 京都大学防災研究所年報, 第 36 号 B-2, pp.189-217.
 - 7) Asai, T. : A Numerical Study of the Air-mass Transformation over the Japan Sea in Winter, *J. Meteor. Soc. Jpn.*, 43, pp.1-15.
 - 8) Berry, E.X. : Cloud Droplet Growth by Collection, *J. Atmos. Sci.*, 24, pp.688-701.
 - 9) Cotton, W.R. (1972) : Numerical simulation of precipitation development in super-cooled nuclei Part II, *Mon. Wea. Rev.*, 100, pp.764-784.
 - 10) Fletcher, N.H. (1962) : The Physics of Rainclouds, *Cambridge University Press*, p.386.
 - 11) Hallet, J. and S.C. Mossop (1974) : Production of Secondary Ice Particles During the Riming Process, *Nature*, 249, pp.26-28.
 - 12) Houze, R.J. (1993) : Cloud Dynamics, *Academic Press*, pp.501-556.
 - 13) Kovetz, A. and B. Olund (1969) : The Effect of Coalescence and Condensation on Rain Formation in a Cloud of Finite Vertical Exten, *J. Atmos. Sci.*, 26, pp.1060-1065.
 - 14) Oishi, S., Y. Kitani, E. Nakakita and S. Ikebuchi (1996) : Study on Effects of Updraft on Precipitation Processes Using Two-Dimensional Cumulus Model, *Journal of Hydrosience and Hydraulic Engineering*, Vol.14, No.2, pp.81-88.
 - 15) Orlanski, I. (1976) : A simple boudary condition for unbounded hyperbolic flows, *J. Comput. Phys.*, 21, pp.251-269.
 - 16) Soong, S. and Y. Ogura (1974) : A Comparison Between Axisymmetric and Slab-Symmetric Cumulus Cloud Models, *J. Atmos. Soc.*, 30, pp.879-893.
 - 17) Takahashi, T. (1976) : Warm rain, giant nuclei and chmical balance, *J. Atmos. Sci.*, 33, pp.269-286.
 - 18) Vali, G. (1968) : Ice Nuclei Relative to Formation of Hail, *Sci. Rept. MW-58, Stormy Weather Group*, McGill University Montreal Canada, p.51.
 - 19) Wong, R.K. and K.D. Hage (1983) : Comment on "Terrain-following coordinates and the hydrostatic approximation", *J. Atmos. Sci.* 40, pp.2875-2878.
 - 20) Yamazaki, M. (1983) : A Further Study of the Tropical Cyclone without Parameterizing the Effects of Cumulus Convection, *Paper in Meteorology and Geophysics*, 34, pp.221-260.

第 2 章

豪雨の雲物理的構造解析の可能最大降水量推定，水蒸気量推定への応用

第2章では洪水制御に対する計画論および豪雨時における新たな大気の観測システムに関して、物理的なアプローチによって、新たな知見と手法を提案する。

前者については、洪水防御計画策定の際の基礎資料となる確率降雨に対する上限値を決定するという意味での、可能最大降水量 (PMP) を決定する手法を展開し、実際に狭域・短時間の可能最大降水量を定量的に推定する。後者については、従来では12時間毎の高層気象観測に頼っていた水蒸気情報に対して、GPSを用いて豪雨時の水蒸気擾乱を調査する方法を提案する。ここで、物理的アプローチと述べたのは、それぞれを考察する際に適当な物理的な積雲モデルを用いた手法の展開および検討を行っているからである。

本章の構成を以下に述べる。1.では、1次元積雲対流モデルを用いて、狭域・短時間のPMP推定手法を提案した。さらに、その手法を用いて近畿地方の数 km^2 ・10分間のPMPを推定した。2.では、豪雨時の降水粒子の落下に伴う水蒸気擾乱を調査する方法として、GPSによる大気遅延量から水蒸気擾乱の位置を推定する手法を提案した。さらに、第1章で計算された、降雨時の積雲中の気温・水蒸気に関する詳細な分布情報から、本手法をシミュレートし、その有効性と適用可能性に関する検討を行った。最後に、3.で、本章全体を洪水制御に対する雲物理的考察の応用という観点からまとめ、本章を結んでいる。

1. 可能最大降水量（PMP）推定のための雲物理手法の適用

1.1. 短時間豪雨がもたらす洪水に対する計画論的制御方法

1.1.1. 研究の背景

都市における洪水災害は、その人口および資産集中度から被害が甚大なものとなりうる。そして、近年の都市における水害の原因は、台風や低気圧に伴う豪雨によるものに対して、雷雨性の集中豪雨によるものが相対的に増加している。つまり、時空間スケールの大きな豪雨から時空間スケールの小さな豪雨による水害が増加しているということである。

時空間スケールがきわめて小さな降雨は現時点でその物理過程が明らかにされていないため予測が困難であるばかりでなく、ゲリラ的に生起することが多く制御も困難である。したがって洪水防御計画の策定による事前の対策が重要な位置を占める。緒論で述べたように洪水防御計画の策定には計画降雨の決定が重要である。このときに無限大の上限値を持つ降雨量の生起確率を用いるのではなく、降雨量に上限があるという考えが主流になってきた。

この降雨の上限値は可能最大降水量 (Probable Maximum Precipitation; PMP) と言われる。計画降雨を算定する際に、PMP を上限とするような確率密度関数を用いた計画降雨は、同じ生起確率であっても無限大の上限を持つ確率密度関数を用いたものより小さな値となり、同じ効果で施設規模を小さくすることができる。また、降雨の上限値がわかるので計画降雨を越える降雨が生起するような緊急時のシナリオを持つ洪水制御、すなわちフェールセーフを考慮した洪水制御が可能になる。従って、より安全な河川計画を策定することができる。しかし、現在の日本の都市の中小河川計画においてその概念は導入されていない。

そこで本節では、矢島¹³⁾を発展させた、辻⁸⁾および辻⁹⁾をもとにして、今後その概念が河川計画に導入されるべく、狭域・短時間の PMP 推定手法の開発を行い、その手法を用いて実際に PMP を推定し、PMP を導入したことによる確率雨量の算定を行う。

1.1.2. PMP 推定手法の概説

PMP は可能最大降水量と訳され、「1 年のある特定の時期に、ある流域内で物理的に発生しうる降雨のうち、理論的に説明のつく最も大きな降水量」と定義される。したがって、PMP は領域面積と継続時間に対して決定される量であり、既知の気象条件では超えることができないということになる。

次に PMP がどのような経緯を経て要求されるようになったのかという歴史的背景について簡単に述べる。1930 年代以前、米国ではダムのスピルウェイ (洪水吐) の規模を決定する水文学的解析は統計解析を用いた方法が最も一般的な方法であった。しかし、その方法は洪水のサンプル数が少ないときの判断が困難であるという欠点を持っていた。しかもこのころ最大流量記録が数年のうちに次々と更新されたという事実もあり、1930 年代の中頃、水文学者は従来とは異なった角度から流域に関する洪水ポテンシャルの上限の推定手法を見出す必要があることを提案した。この洪水ポテンシャル、すなわち PMF (Probable Maximum Flood) を求めるためには、インプットとなる PMP を推定する必要がある。アメリカでは National Weather

Service において PMP 推定に関する研究が進められ、1940 年以降 PMP は重要な水理構造物の設計の際に用いられるようになった。そして現在まで PMP 推定に関する研究は進められ、大きく進歩してきた。

計画を越えるような洪水に遭遇した場合には、管理者は流域とダムを考えた上で、きわめて慎重にかつ迅速に洪水制御をする必要が生じる。その際、PMF が小さく見積もられていると越流によってダムが決壊するという重大事故が生起してしまう。逆に PMF が大きく見積もられていると、下流の負担が大きくなりダムの存在意義を問われることになってしまう。このような時に妥当な PMF が推定されており、計画を越える洪水に対するシナリオが策定されていれば、ダムを決壊させることなく適切な洪水制御を行うことができる。しかし、構造物の計画、設計を行う上で正しく PMF を推定するために不可欠な情報である PMP の推定手法は未だ確立されていない。

それでは、PMP がどのような性質を持つのかを簡単に述べる。そもそも PMP は、以前は MPP (Maximum Possible Precipitation) と呼ばれており、1950 年頃より以前ではほとんどこの言葉が使われていた。名称が変化した大きな理由は MPP であると PMP より降水量の上限値を物理的にとらえようとする意味が強くなるが、最大降水量はどのような手法で求めても、結局は不確定の域を出ないことを考慮して PMP の方が望ましいと考えられたためである。PMP はその推定手法が気象学的であれ、統計学的であれ、確定した値ではないため推定手法によって様々に変化する。したがって、PMP を評価する客観的な方法が存在しないため、PMP の推定精度については議論できない。たとえば、PMP を決定した後にそれを越えるような降雨が発生したとすれば、それは過小評価をしていたことになるが、PMP を推定した時点においてその値が過小評価しているのか、あるいは過大評価しているのかということを判断する方法はないのである。したがって PMP の精度は議論することはできないが、その信頼度については議論することができる。信頼度を決定する重要な要素は、どのような概念に基づいて PMP を推定しているのかということになる。PMP 推定の基礎となる概念も完璧なものが存在するわけではなく、推定時において最良とされる概念が採用されるが、それも推定にとって有効な気象学的な知識が新たに発見されれば、その概念は新たに得た知識を導入して変更される。つまり PMP はそのたびに変更されるという性質を持つ値なのである。しかし、PMP は更新されるたびに降水の絶対的な上限値に近づいていくはずであるから、そのような更新は決して無駄なことではなく、むしろより多く行われるべきであると考えられる。

1.1.3. 従来の PMP 推定手法

上述のように PMP の推定手法は数十年にわたり検討されてきており、その推定手法の中でも気象学的手法といわれるものについて簡単にまとめる。次に桑原⁵⁾による日本における統計学的手法を用いた PMP 推定手法を述べ、ここで提案する手法との比較対象とする。

まずこの手法においてインプットとして必要となるのが大気のプロファイル、特に気温と湿度についてのプロファイルである。これらのプロファイルは通常ラジオゾンデによる観測値から得ることができる。しかしラジオゾンデによるデータは最近のものしか存在しない上に、その観測網が粗いために十分なデータを得ることができない。そこで代用された方法が湿潤断熱過程を用いて大気プロファイルを求めるというものである。つまり気温のプロファイルに関しては地上における気温さえ与えられれば、その空気塊を上昇させるにつれて湿潤断熱的に気温を減じることによりプロファイルを得ることができ、湿度のプロファイルについてはいずれの高度においても飽和であると仮定するので、地上の気温、および湿度があれば、得ることができるのである。

一般に山岳地域では降雨量が多くなるといわれるが、それは降雨が地形の影響を受けているためである。しかし、PMP 推定マニュアルによれば、短い降雨継続時間に対して PMP を推定する場合、雨量と標高の間には高い相関は得られず、地形の影響を強調しすぎてはいけないとしている。さらには1時間あるいはそれ以下の継続時間に対する PMP を引き起こすような雷雨は地形の影響はほとんどないとしている。本研究において必要としている PMP は短時間のものであるから、ここでは地形の影響は考慮しない。

大気のプロファイルを得ることができれば、「湿度の最大化」、「豪雨の移換」、「包絡」という手順に従い PMP を推定するが、この中でも最も重要な概念が「湿度の最大化」であり、「豪雨の移換」、「包絡」はそれを補助あるいは補正する役割を果たす。それでは以下に「湿度の最大化」、「豪雨の移換」、「包絡」についてそれぞれ説明する。

(a) 湿度の最大化 (Moisture Maximization)

湿度の最大化とは既往豪雨時における降雨量を豪雨発生時の大気の湿度条件よりも高湿度の条件を与えることにより増大させることである。つまり、この操作の根底には、激しい豪雨が発生した気象条件(例えば気温や湿度のプロファイル、あるいは風速場)の組合せが降水量を増大させるような最適なシステムを構成しているという概念が存在するのである。これを式で表すと次のようになる。

$$\begin{aligned} P_{\max} &= \frac{W_{\text{pmax}}}{W_{\text{pstm}}} \times P_{\text{stm}} \\ &= W_{\text{pmax}} \times \underbrace{\frac{P_{\text{stm}}}{W_{\text{pstm}}}}_{E_r} \dots\dots\dots (1.1) \end{aligned}$$

この式の意味は豪雨時の可降水量 (W_{pstm}) のうち降雨量 (P_{stm}) として変換された割合 (E_r) を過去の最大可降水量 (W_{pmax}) に掛け合わせることで最大雨量 (P_{\max}) を得るというものである。ここで可降水量とは単位底面積あたりの鉛直気柱に含まれる水蒸気量を液体の水に換算した量である。この場合、上述したように気温と湿度のプロファイルは湿潤断熱過程を仮定することにより得られているため、比湿のプロファイルも得られている。したがって可降水量 (W_p) は次式を用いて得られる。

$$W_p = -\frac{1}{g} \int_{p_0}^0 q dp \dots\dots\dots (1.2)$$

ここに g は重力加速度、 p_0 は地表面における気圧、 q は比湿 (もしくは混合比でもよい) である。

(b) 豪雨の移換 (Storm Transposition)

豪雨の移換とは PMP を推定するのに十分な数の豪雨データが入手できないとき、地形的かつ気象学的性質が同様な地域で発生した豪雨の DAD (Duration Area Depth; 降雨時間-降雨面積-降雨量の関係) 値を取り入れることであり、この操作によりデータを増加させることができる。

(c) 包絡 (Envelopment)

過去の豪雨データを用いて湿度の最大化や豪雨の移換を行って得られた地域ごとの PMP は、周辺地域とその値がスムーズな等値線を描くことができるように様々な指標を用いて修正が施される。この操作は PMP 推定に必要な最終段階と見なされる。

1.1.4. 日本における統計学的手法による PMP 推定手法

桑原⁵⁾による統計学的手法による PMP 推定手法を紹介し、ここで提案する手法との比較対象とする。

日本での最大観測雨量と世界最大観測雨量とを比較して、降雨時間が6時間以上の場合、両者の間に大きな差はないが、降雨時間が短くなるにつれて差が広がる傾向がある。しかし、桑原⁵⁾は、「ともにかなりの広さを持つ地域での、起こりうる最大雨量の DD (Depth-Duration) 関係を比較した場合、短時間雨量では地域差が少なく、降雨時間が長くなるに従い雨量の地域差は大きくなる」とする二宮の豪雨規模と時間スケールに関する見解を世界と日本の DD 関係においても適用できると拡大解釈して、次式をみたすように PMP を推定している。

$$h(t) = \frac{f(t)}{g(t)} \geq 1 \quad \dots\dots\dots (1.3)$$

$$h'(t) \geq 0 \quad \dots\dots\dots (1.4)$$

ここに t は降雨時間、 $f(t)$ は全世界における最大観測雨量の包絡線による DD 式、 $g(t)$ は PMP として推定される日本の最大雨量の DD 式である。この手法を用いれば、降雨時間が長くなるにつれて、日本の最大降雨量が世界記録に比べて相対的に小さくなっていく。そして、この手法による推定の結果、日本で起こりうる最大地点雨量として 10 分雨量で 110~150mm、1 時間雨量で 290~360mm となっている。日本における最大雨量記録は 10 分で 49mm、1 時間で 187mm であるから、かなり大きな推定値となっていることがわかる。

1.1.5. 従来の PMP 推定手法における問題点

従来の PMP 推定手法、特に気象学的手法における問題点をまとめると次の 2 点になる。

1. 大気のプロファイルを算定する際に湿潤断熱過程を用いている。
2. 「湿度の最大化」において物理的なメカニズムが考慮されていない。

まず第一の問題点であるが、この方法の前提となる理論によると、大気中ではどの高度においても飽和しており、PMP を引き起こす豪雨を発生させるためには、大気が一様に飽和していることが必要条件になる。しかし、その理論は必ずしも正しいとはいえない。たとえば、下層はかなり湿潤であっても、中層はむしろ乾燥している方が、上空の降水粒子を落下させやすいという意味において、大きな豪雨をもたらすということも考えられる。さらに湿潤断熱過程を用いるプロファイルは豪雨発生前というよりは、豪雨発生後のプロファイルといえることから、その理論は十分検討する余地がある。つまり大気に含まれる水蒸気の絶対量だけではなく、水蒸気の高度分布も考慮に入れる必要があるということである。

第二の問題点については、まず Eq.(1.1) について考えてみる。これは可降水量が降水量に変換される割合 (E_r) が既往最大豪雨時には、可降水量 (水蒸気量) 以外のすべての要素が E_r を最大化するように最適にはたらくという考えに基づいている。しかし、「可降水量 (水蒸気量) 以外のすべての要素が E_r を最大化するように最適にはたらく」という考えには、その考えの根底にあるべきはずの「何が、どのように E_r を最大化させるのか」という物理的解釈が欠落している。したがって、そのような物理的解釈をふまえた上で、合理的に PMP 推定を進めていくべきである。

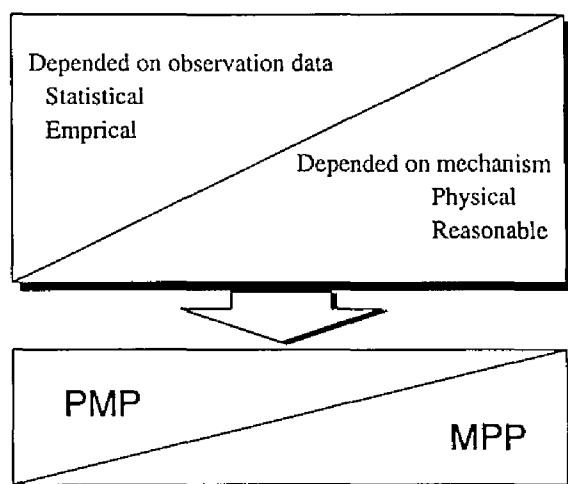


Fig. 2.1.1. Classification of Meteorological PMP Estimating Method.

1.1.6. PMP 推定手法改善の方向性

従来の気象学的手法は、観測データに依存するところが大きいため、データの質および量が十分でない場合は正しく推定することが困難である。しかし、この手法は降水の物理的メカニズムを導入することにより、手法について改善の余地がある。

気象学的手法といっても、現在的手法のように観測データに対する依存度の大きなものから、降水のメカニズムを完全に取り込み、観測データには全く依存しないような理想的なものまで大きな幅を持っている。したがって、PMP 推定手法は観測データ依存度と降水メカニズム導入度という二つの相反する指標を用いて Fig.2.1.1 のように分類することができる。つまり、推定手法の観測データ依存度が大きくなるにつれて、その推定値は PMP という意味合いが強くなり、推定手法の降水メカニズム導入度が大きくなるにつれて、その推定値は MPP という意味合いが強くなる。したがって、MPP が推定できるような手法を開発することが望ましいが、現在の時点では降水メカニズムを完全に把握することは非常に困難であるため、観測データに依存せざるを得ない。しかし、今後 PMP 推定手法は、観測データ依存度を減少させ、降水メカニズムの理解をいっそう深めて、そのメカニズムの導入度を高めることにより、MPP が推定できるような方向に進むべきであると確信する。

そこで、本研究では降水メカニズム導入度を高めるために、数値気象モデルを用いた PMP 推定を行う。

1.2. 狭域・短時間の PMP 推定手法

1.2.1. 狭域・短時間の豪雨

ここでは「狭域・短時間」の豪雨を対象としている。都市の大きさを考えると「狭域・短時間」とは空間スケールが約 10km 以内、時間スケールが 1 時間以内であるから、気象現象としては積雲対流を扱えばよいことになる。

ところが、本研究の対象は「狭域・短時間」の豪雨であるのに対して、今後はそれより大きなスケールに眼を向けなければならない場合も十分考えられる。その際に、積雲対流という現象を捉えておくことは非常

に重要な意味がある。それは、積雲対流より大きなスケールで発生する集中豪雨や台風のような現象においても、それらを構成しているのは積雲対流という現象だからである。つまり、大きなスケールの豪雨も積雲対流という降雨の基本単位 (降雨セル) が組織化されたものなのである。したがって、降雨セルの組織化をうまく表現することができれば、本研究をベースにして大きなスケールの PMP についても考慮することができる。それについては 1.4. で述べる。

1.2.2. 数値気象モデルの選択

すでに述べたように本研究が対象とする気象現象は積雲対流である。したがって、積雲対流を数値モデル化するわけであるが、過去に様々な積雲対流モデルが作成されている。例えば、1 次元の単純な雲物理過程を持つものから 3 次元の詳細な雲物理過程を持つものまでと非常に多種多様である。そのように多種多様なモデルがある中で、PMP を推定するためにどのようなモデルを用いるべきかを考察する。

より信頼性の高い PMP を推定するためには、できるだけ詳細なモデルを用いればよい。しかし、詳細なモデルになればなるほど、計算時間が増大するという問題点がある。したがって、数値モデルを導入した PMP 推定手法が確立していない段階で、そのような詳細なモデルを用いることは適切ではないと考えられる。それよりは、単純なモデルで数多くの事例を計算し、積雲対流の特徴を捉える方が PMP 推定において有効であると考えられるため、本研究では比較的単純なモデルを用いて PMP 推定手法を開発していく。

上述した理由から、本研究では 1 次元のモデルを適用する。さらに 1 次元であると初期条件の与え方も、2 次元、3 次元モデルに比較して単純であり、数多くの事例が計算できる。しかし、1 次元であっても対流活動をできるだけ詳細に表現できるモデルが望ましい。そこで本研究では、1 次元であっても雲頂で生じるサーマルや、エントレインメントを表現できる Ferrier and Houze¹⁵⁾ によって開発された 1 次元積雲対流モデルを適用する。このモデルは 1 次元ながらも積雲対流現象の本質、すなわち積雲の成長、衰退が表現可能である。ただし、Ferrier らによって開発されたモデルは雲物理過程において warm rain モデルを適用しているが、日本のような中緯度において発生する積雲では cold rain であることが多いため、本研究では Rutledge and Hobbs²⁰⁾, Rutledge and Hobbs²¹⁾ によって開発された cold rain モデルを導入する。この cold rain モデルに含まれる降水粒子とその関係を示すと、Fig.2.1.2 のようになる。

1.2.3. 1 次元積雲対流モデルの概要

ここでは本研究で用いた 1 次元積雲対流モデルの概要を説明する。式の展開とバルク形式で表現された微物理過程の詳細については辻⁷⁾ に詳しく記載されている。

(1) 予報方程式

円筒座標系 (r, λ, z) を用いて 3 次元で表現される鉛直風速、温位、降水粒子の混合比に関する予報方程式は、Eq.(1.5) となる。

$$\frac{dA_c}{dt} = \frac{\partial A_c}{\partial t} + \frac{1}{r} \frac{\partial(ruA_c)}{\partial r} + \frac{1}{\rho_e} \frac{\partial(\rho_e w A_c)}{\partial z} \dots\dots\dots (1.5)$$

ここで、 A は予報変数である。添字 c は雲の中での値、 e は雲の周囲での値を表す。 u, w は r, z 方向の風速、 ρ は大気密度である。Eq.(1.5) を高度の関数になるように積分して、Eq.(1.6) を得る。

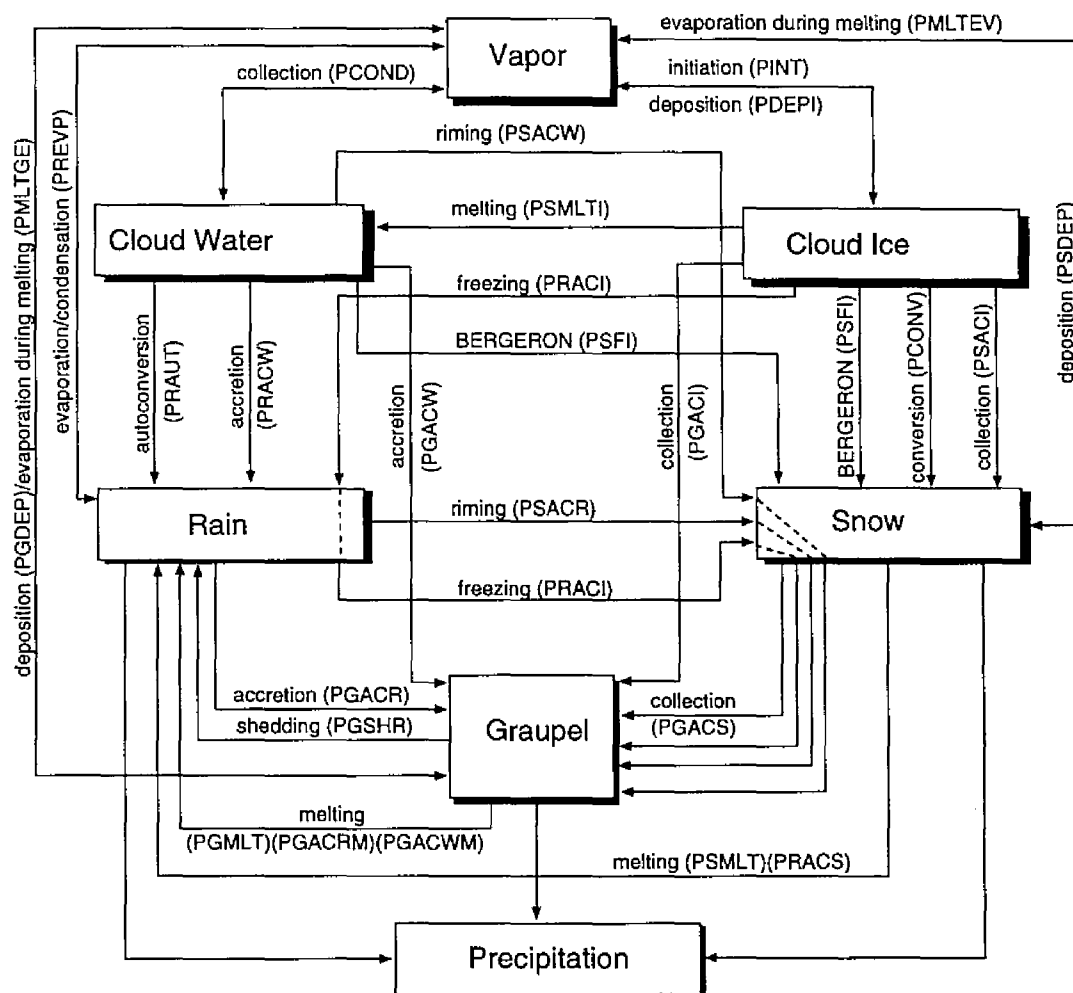


Fig. 2.1.2. Microphysics in the Cold Rain Model.

$$\begin{aligned}
\frac{\partial \bar{A}}{\partial t} = & - \frac{\partial A_c}{\partial t} - \bar{w} \frac{\partial A_c}{\partial z} + \underbrace{\frac{d\bar{A}_c}{dt}}_{(i)} \\
& + \underbrace{\frac{\tilde{A}}{\rho_e R^2} \frac{\partial}{\partial z} (\rho_e R^2 \bar{w})}_{(ii)} - \underbrace{\frac{1}{\rho_e R^2} \frac{\partial (\rho_e R^2 \bar{w} \tilde{A})}{\partial z}}_{(iii)} - \underbrace{\frac{2}{R} (\widetilde{w'' A''} - \bar{w'' A''}) \frac{\partial R}{\partial z}}_{(iv)} \dots \dots \dots (1.6)
\end{aligned}$$

ここで、 \bar{A} は A の面平均値、 \tilde{A} は雲の外周に沿った A の平均値である。

Eq.(1.6) の右辺の (i) はソース・シンク (source sink) 項といわれ、雲の微物理過程によって生成される量をあらわす。(ii) はダイナミックエントレインメント (dynamic entrainment) 項といわれ、積雲対流の鉛直運動に伴う周囲からの空気の巻き込みの量をあらわす。(iii) は鉛直方向の混合項といわれ、空気の鉛直運動によって変化する量をあらわす。(iv) は側面渦混合項といわれ、これも一種のエントレインメントであるが、積雲の側面において生じる乱流による空気の巻き込みの量をあらわす。ただし、(iv) についてはその量が他の項に比較して十分小さいため、ここでは無視することにする。

さらに、連続式を満たすために、質量フラックス ($\rho_e \pi R^2 w$) が高さ方向に減少するときは、周囲の場から空気を巻き込み、増加するときは、対流セルから空気が吹き出すと仮定する。

(2) ソース・シンク項

Eq.(1.6) の (i) で表されるソース・シンク項は降水粒子の上下の移動と微物理過程での生成・消滅をとともに考慮したソース・シンク項である。微物理過程のみによって生じるソース・シンクを S とすると各予報変数におけるソース・シンク項は以下ようになる。

$$\frac{d\bar{w}}{dt} = \bar{B} - R_d \theta_{ve} \frac{\partial \bar{P}}{\partial z} \dots \dots \dots (1.7)$$

$$\frac{d\bar{\theta}}{dt} = \frac{S_h}{\rho_e \tau} \dots \dots \dots (1.8)$$

$$\frac{d\bar{q}_v}{dt} = \frac{S_v}{\rho_e} \dots \dots \dots (1.9)$$

$$\frac{d\bar{q}_{cw}}{dt} = \frac{S_c}{\rho_e} \dots \dots \dots (1.10)$$

$$\frac{d\bar{q}_r}{dt} = \frac{S_r}{\rho_e} + \frac{1}{\rho_e} \frac{\partial}{\partial z} (\rho_e \hat{V}_r q_r) \dots \dots \dots (1.11)$$

$$\frac{d\bar{q}_{ci}}{dt} = \frac{S_i}{\rho_e} \dots \dots \dots (1.12)$$

$$\frac{d\bar{q}_s}{dt} = \frac{S_s}{\rho_e} + \frac{1}{\rho_e} \frac{\partial}{\partial z} (\rho_e \hat{V}_s q_s) \dots \dots \dots (1.13)$$

$$\frac{d\bar{q}_g}{dt} = \frac{S_g}{\rho_e} + \frac{1}{\rho_e} \frac{\partial}{\partial z} (\rho_e \hat{V}_g q_g) \dots \dots \dots (1.14)$$

$$\tau = \left(\frac{p_c}{1000} \right)^{R_d/C_p} \dots\dots\dots (1.15)$$

$$\bar{B} = g \left(\frac{\bar{\theta}}{\bar{\theta}_e} + 0.61 \bar{q}_v - \bar{q}_L \right) \dots\dots\dots (1.16)$$

$$\bar{q}_L = \bar{q}_{cw} + \bar{q}_r + \bar{q}_{ci} + \bar{q}_s + \bar{q}_g \dots\dots\dots (1.17)$$

ここで、添字の v, cw, r, ci, s, g は、それぞれ水蒸気、雲水、雨、雲氷、雪、あられを示す。 \bar{q}_L は浮力を減少させる水分負荷を表す。 $\hat{V}_r, \hat{V}_s, \hat{V}_g$ は粒径分布による重み付けを行った落下速度である。 P は Eq.(1.18) で表される無次元化圧力である。

$$\bar{P} = \frac{T_{ve}\bar{p}}{\theta_{ve}p_e} \dots\dots\dots (1.18)$$

ここで、 T_{ve} は周囲の場の仮温度で、 θ_{ve} は周囲の場の仮温位である。

(3) ダイナミック・エントレインメント

Eq.(1.6) の (ii) で表されるダイナミック・エントレインメントは、鉛直風速の鉛直分布から求めることができる。ここでは、雲の半径を高さ方向に減少させることにより、エントレインメントの過大評価を解消している。すなわち、半径は Eq.(1.19) に表すように仮定している。

$$R(z) = \begin{cases} R_0 \left(\frac{\rho_e(0)\hat{w}(0)}{\rho_e(z)\hat{w}(z)} \right)^{1/2} & ; z \leq Z_R \\ R(Z_R) & ; z > Z_R \end{cases} \dots\dots\dots (1.19)$$

ここで $R(z)$ は高さ z における対流セルの半径であり、 Z_R は理想的な鉛直風速のプロファイル $\hat{w}(z)$ に対して、質量フラックスが保存される高さである。 $\hat{w}(z)$ は次式のとおりである。

$$\hat{w}(z) = w_0 + w_1 \frac{z}{Z_R} \quad ; z \leq Z_R \dots\dots\dots (1.20)$$

ただし、 $w_0 = 1 \text{ m s}^{-1}$, $w_1 = 1.75 \text{ m s}^{-1}$, $Z_R = 4 \text{ km}$, $R_0 = 1 \text{ km}$ である。

(4) 鉛直方向の混合

Eq.(1.6) の (iii) で表される鉛直方向の混合には、鉛直方向のフラックスの平均である Eq.(1.21) の右辺第 2 項も考慮する。なぜなら、積雲内の大気諸量は、水平方向に軸対象の分布を持ち、乱流変動分も無視することはできないことがわかってきたからである。そこで、乱流変動以外の値は対流セル中心からセル外縁に向かうにつれて単調に減少する分布を仮定し、それを面平均することで Eq.(1.21) を得る。

$$\overline{wA} = \chi_A \bar{wA} + \overline{w^*A^*}, \dots\dots\dots (1.21)$$

ここで、 χ_A は、仮定された乱流変動以外の値を表すパラメータの関数であり、 w^* , A^* は鉛直風速と予報変数の乱流変動成分である。

$\overline{w^*A^*}$ のパラメタライズは一般的な Eq.(1.22) を用いている。

$$\overline{w^*A^*} = -K_A \frac{\partial \bar{A}}{\partial z} \dots\dots\dots (1.22)$$

ただし K は拡散係数である。

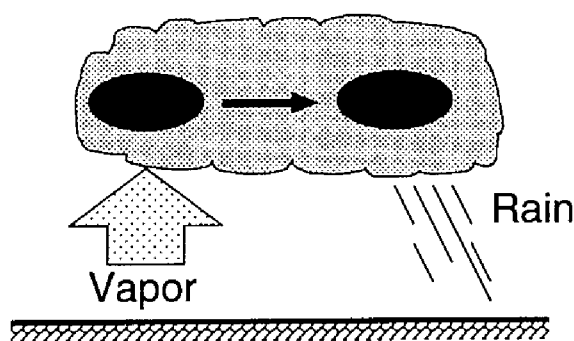


Fig. 2.1.3. Schematic Model of Cumulus Causing a Heavy Rainfall.

(5) 数値計算法と境界条件

数値計算法鉛直風速 (w) については、中央差分を用いて計算を行う。温位 (θ), 水蒸気 (q_v), 雲水 (q_{cw}), 雨水 (q_r), 雲氷 (q_{ciw}), 雪 (q_s), あられ (q_g) に関しては, Soong and Ogura²²⁾ による「修正上流差分法」を用いて計算を行う。鉛直方向の差分間隔 $\Delta z = 200[\text{m}]$ であり, 計算領域は高度 20km までである。時間については, 前進差分を用いて差分間隔 Δt は 1 sec で計算した。

境界条件鉛直風速 w に関して, 上下の境界では鉛直風速は 0 とする。 w 以外の予報変数 \bar{A} と無次元化圧力 \bar{P} については, 計算領域の上端で値を 0 とした。また温位と水蒸気の最下層の境界条件は, 地表からの顕熱フラックスおよび潜熱フラックスを導入できる形式となっている。

1.2.4. 積雲成長プロセスの分割

すでに 1 次元モデルを適用する意義と理由について述べたが, 実際に強い豪雨をもたらす積乱雲は 2 次元, あるいは 3 次元構造を持つマルチセル型やスーパーセル型のものである。ただし, スーパーセル型のは日本であまり発生しないといわれており, とくにマルチセル型のものについて注目すればよいと考える。そしてマルチセル型の積乱雲は Fig.2.1.3 のように水蒸気の供給地点と降雨地点が異なるために, 水蒸気を降雨に変換する効率が高くなる。

しかし, 1 次元モデルでは水蒸気の供給地点と降雨地点が同一であるため, 水蒸気を降雨に変換する効率が低くなる。これは大気的不安定度が高いときには雨滴のドラッグによって生じる下降流よりも下層からの上昇流が上回り, 対流活動が終息せず, 地上に降雨が到達しないことによる。1.2.3. で述べた 1 次元モデルを用いて, 極めて不安定な大気条件のもとで計算した結果をもって, この様子を示すと Fig.2.1.4 のようになる。鉛直風速の経時変化を見ると, ある時間から変化がないことがわかる。これは下層からの上昇流とドラッグによる下降流がつりあって定常状態になっているのである。これに伴って地上での降雨量も小さな値で一定値となる。このように実現現象では大きな豪雨をもたらすような大気プロファイルを用いて計算しても, 1 次元モデルではそれを表現しきれないのである。

以上のように 1 次元モデルは強い豪雨構造を表現することが困難である。しかし, 1 次元モデルの利点は PMP 推定において非常に有効である。そこで本研究では 1 次元モデルを用いて, 仮想的ではあるが Fig.2.1.3 のような豪雨構造を表現できるように, 一連の積雲の成長プロセスを雨滴生成プロセスと降雨プロセスに分割する。これらのプロセスの概念図を示すと Fig.2.1.5 のようになる。そして雨滴生成プロセス

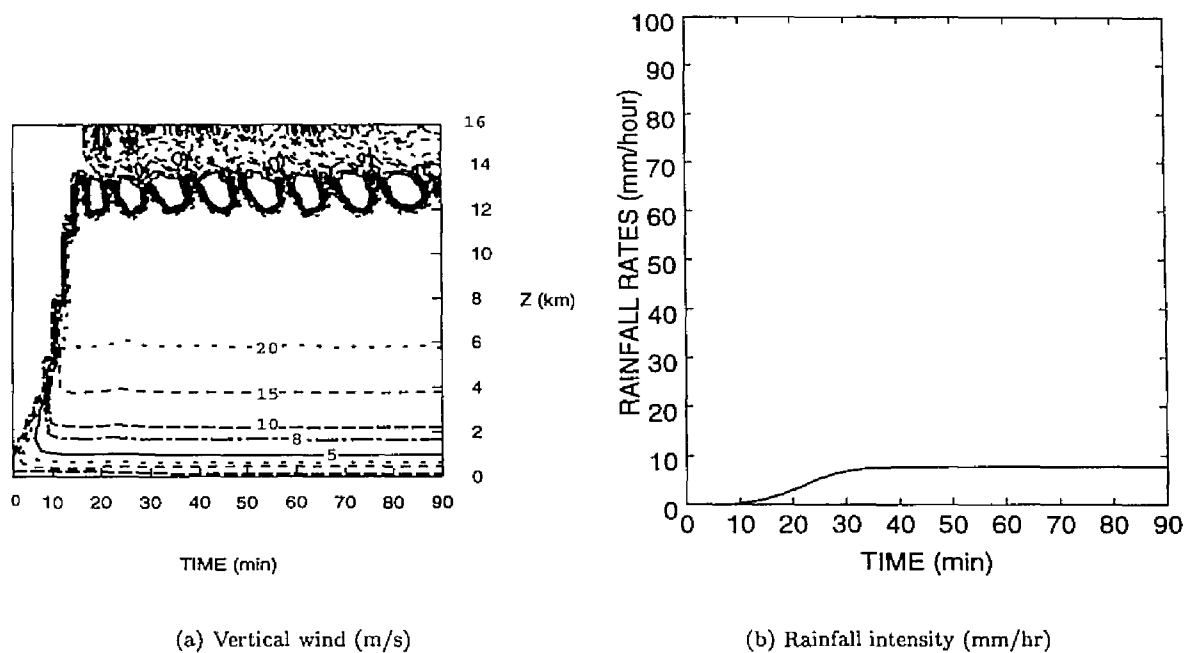


Fig. 2.1.4. Time Series Variation of the Vertical Wind Velocity and the Rainfall Intensity from Convective Cloud which Continues More than One Hour.

と降雨プロセスは以下のように定義される。

雨滴生成プロセス

このプロセスは大気中の水蒸気 (気相) を雨滴 (液相あるいは固相) に変換するプロセスである。このプロセスにより得られるものは地上の降雨量ではなく大気中に含まれる雨滴の総量である。つまり、このプロセスでは地上降雨へ変換される可能性のある直前の状態量を表現することができる。

降雨プロセス

このプロセスは上空に蓄積された雨滴を落下させるプロセスである。つまり十分成長した積雲が移動して雨滴を支持していた上昇流を失い、雨滴が落下すると考える。

以上のプロセスのうち、とくに短時間 PMP 推定において重要となるのが雨滴生成プロセスである。つまり、このプロセスは水蒸気から雨滴への変換効率を物理的に算定することができるため、降雨量と雨滴生成量という違いはあるものの Eq.(1.1) の変換効率の部分を実験的に表現できるのである。したがって、このプロセスは本研究で提案する PMP 推定手法の本質部分となる。そして降雨プロセスについては、雨滴生成プロセスにより得られた雨滴生成量をどれだけの時間に地上への降雨量に変換するのかというプロセスであるから PMP の時間スケールを決定するという位置付けになる。

1.2.5. 狭域・短時間の PMP 推定手法

ここでは、1次元積雲対流モデルを用いて狭域・短時間の PMP 推定手法を述べる。ところで「狭域・短時間」という言葉についてもう少し詳しく定義しておく。「狭域」というのは空間スケールを規定するもので

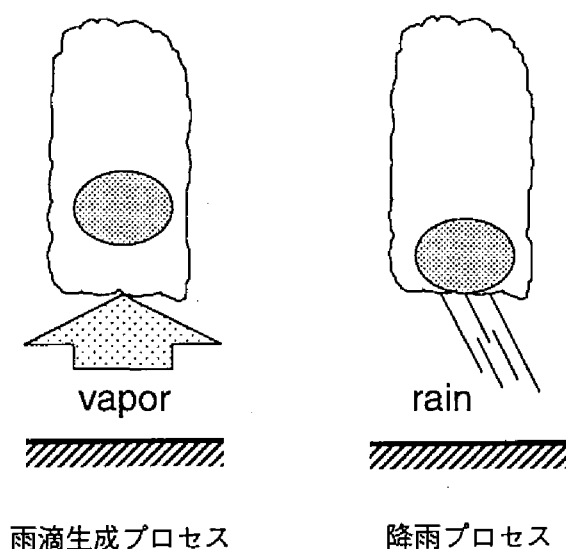


Fig. 2.1.5. Cumulus Development Processes Divided into Two Phase.

あるが、これはモデルの持つ空間スケールでおさえられる。すなわち、地表の領域が半径 1 km の円であるから、対象とする領域面積は、積雲の多少の移動を考えても数 km^2 である。また、「短時間」というのは時間スケールを規定するものであるが、これは積雲対流の降雨プロセスの時間スケールでおさえられる。セルは 10～15 分おきに間欠的に発生するので、一つのセルによる降雨時間もその程度の時間であると仮定する。そこで、降雨プロセスで表現する時間スケールもこの程度の時間を対象とする。まとめると、本研究における狭域とは数 km^2 、短時間とは 10～15 分を意味する。

以上に述べてきたことをふまえて、ここで本研究で開発した狭域・短時間 PMP 推定手法を説明する。本研究で開発した狭域・短時間 PMP 推定手法は気象学的な PMP 推定手法を基礎として数値気象モデルを導入したものである。この手法は Fig.2.1.6 のように 5 つの段階に分けて計算される。以下にこれらの段階ごとについて述べる。

(a) 大気プロファイルの作成

この段階は本推定手法のインプットとなる大気プロファイルを与える非常に重要な段階である。この大気プロファイルは積雲発生要因のうちの内部因子に相当する。しかし、大気プロファイルを作成することは、その自由度の高さと流体力学的性質を考慮しなければならないため非常に困難である。そこで、実際の豪雨時の大気プロファイルを利用して、モデルのインプットとなる大気プロファイルを作成する。

(b) 雨滴生成プロセスの計算

作成されたプロファイルを初期条件として 1 次元積雲対流モデルを用いた計算を行い、雨滴生成量 (P_p) を算定する。初期条件としては大気プロファイルの他にガストフロント等を模擬した強制上昇流を与えるが、強制上昇流は積雲発生要因の外部因子に相当する。

ここで強制上昇流は、時間と速さという二つの次元を変化させているため、結果の比較が困難である。そこで結果を比較しやすいように、強制上昇流による外的エネルギー (E_e) をエネルギーの次元 [J] を用いて

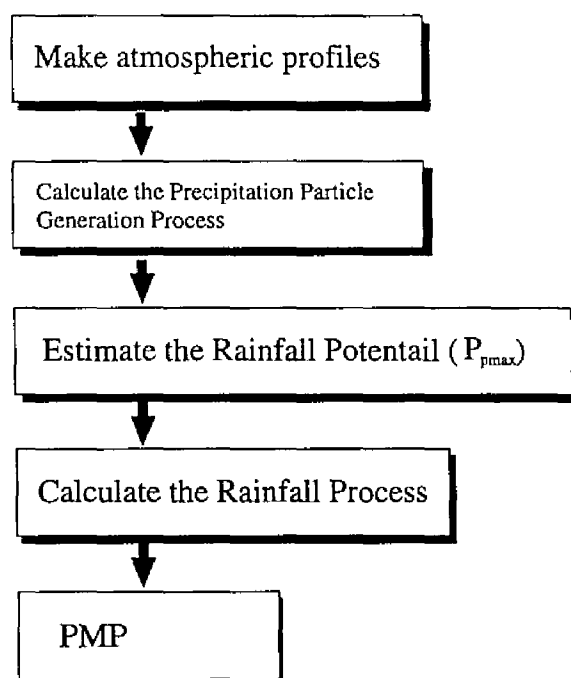


Fig. 2.1.6. Flowchart of the PMP Estimating Method for Short Duration in Small Areas.

統一する。

外的エネルギー (E_e) は、強制的に風速を与えている円柱の断面積を A_0 としたとき、単位時間に空気が A_0 を通過する仕事量であるとする。Fig.2.1.7において中央の太線が強制的に風速を与えている円柱の断面を横から見たものである。その下にある斜線部が単位時間に持ち上げられる空気塊である。この空気塊の厚さは面平均風速である \bar{w} と等しく、質量は $\rho g A_0 \bar{w}$ となる。この空気塊が単位時間あたりに移動する距離は \bar{w} であるから、強制風を t sec 与えたとすれば、外的エネルギー (E_e) は次式のように表現できる。

$$E_e = \rho g A_0 \bar{w}^2 t^2 \dots\dots\dots (1.23)$$

(c) 可能最大雨滴生成量 (P_{pmax}) の決定

ここでは雨滴生成プロセスによって計算された雨滴生成量 (P_p) の結果をまとめ、可能最大雨滴生成量 (P_{pmax}) を決定する。可能最大雨滴生成量 (P_{pmax}) とは、ある条件のもとで上空に存在しうる雨滴量の最大値のことである。

まず計算の初期条件中の気象要素 $X_i (i = 1, 2, \dots)$ (例えば、地表の混合比など) と雨滴生成量 (P_p) の関係をプロットし、散布図を描く。それぞれの X に対する散布図において上限値をカバーするように包絡線を描き、その関数を f_i とする (Fig.2.1.8参照)。ここで包絡線の意味を述べる。ある X に対して P_p はさまざまに変化するであろう。これは X 以外の要因のためである。したがって包絡線は X 以外の要因が降水効率を最大化するような場合の集合という意味になる。

そして可能最大雨滴生成量 (P_{pmax}) を決定する方法を述べる前に、それぞれの X_i に関する包絡線 f_i の形状について議論する必要がある。 f_i が明らかな最大値を持つような関数 (例えば上に凸な関数) ならば、 X_i

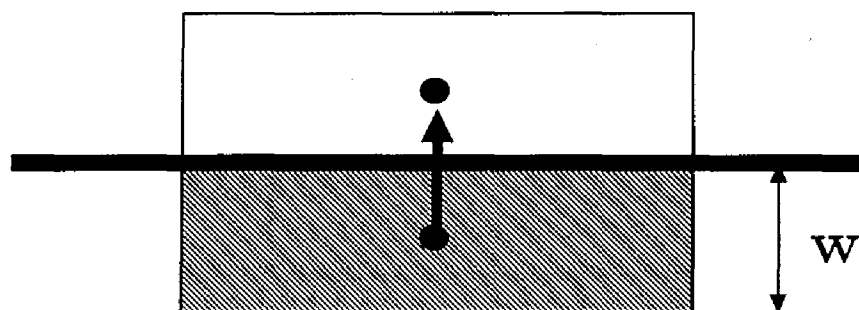


Fig. 2.1.7. Schematic Figure on the External Energy.

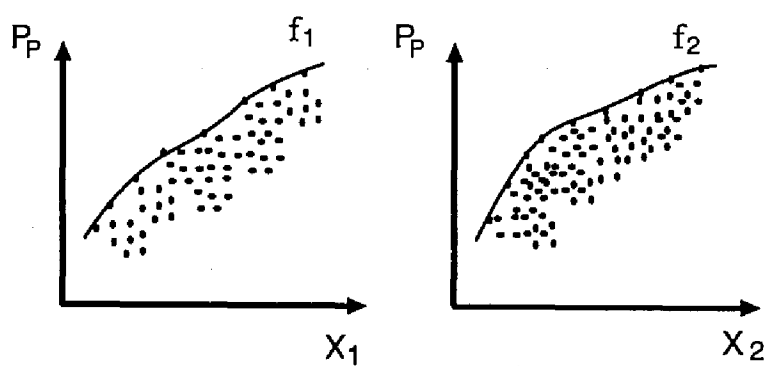


Fig. 2.1.8. Scatter Diagrams and Envelops.

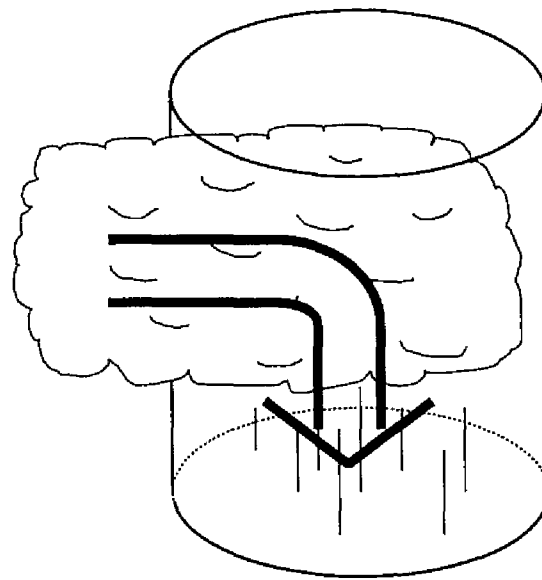


Fig. 2.1.9. Schematic Figure on the Steady State of the Rainfall Process.

に関する可能最大雨滴生成量 ($P_{\text{pmax}}(X_i)$) は, f_i の最大値を取ればよい. f_i が単調減少を示す関数ならば, X_i の観測最小値 ($X_{i\text{min}}$) における値 ($f_i(X_{i\text{min}})$) が X_i に関する可能最大雨滴生成量 ($P_{\text{pmax}}(X_i)$) となる. f_i が単調増加を示す関数ならば, X_i の観測最大値 ($X_{i\text{max}}$) における値 ($f_i(X_{i\text{max}})$) が X_i に関する可能最大雨滴生成量 ($P_{\text{pmax}}(X_i)$) となる. f_i が複雑な形状の場合は, その X_i は可能最大雨滴生成量 (P_{pmax}) の決定には用いるべきではない. なぜなら, その要素は極大の豪雨を生起する積雲対流とはほとんど関係のない要素と考えられるからである. X ごとに可能最大雨滴生成量 ($P_{\text{pmax}}(X)$) を決定すれば, 最終的な可能最大雨滴生成量 (P_{pmax}) はそれらの中の最大値をとることにより決定される. 式で示すと次のようになる.

$$P_{\text{pmax}} = \max(P_{\text{pmax}}(X_1), P_{\text{pmax}}(X_2), \dots) \quad (1.24)$$

(d) 降雨プロセスの計算

降雨プロセスは, 雨滴生成プロセスを計算することによって得られた雨滴生成量 (P_p) を落下させ, 地上の降雨に変換するプロセスである.

具体的には, 本節の最初に定義された時間スケール, すなわち 10~15 分の雨量を計算するために, モデル領域内に雨滴生成プロセスにおいて生成された可能最大雨滴生成量 (P_{pmax}) を流入させ, それを落下させる. さらにここでは, 流入→落下という一連のプロセスが定常状態であると仮定し, その定常状態において得られた 10~15 分雨量を取り出すことにする. この状態の考え方を示したものが Fig.2.1.9 となる. 図中の矢印は降水粒子の連続的な流れを示すものである. PMP をもたらすような豪雨時には, 可能最大雨滴生成量 (P_{pmax}) が生成され, それが水平方向に移流し, 落下するという循環システムが生起していると考えられるため, このような定常状態の仮定を導入することは妥当である. さらに, この仮定を用いることにより雨滴生成量を地上降雨に変換する効率を最大化できるため, この仮定は PMP 推定において重要な意義がある.

雨滴生成量を流入させる方法は, 降水粒子が水平方向の風に乗ってそのまま流入すると考え, 水平風がモデル領域に流入する割合で降水粒子も流入させるというものである. つまり, 水平風速を U [m/s], モデ

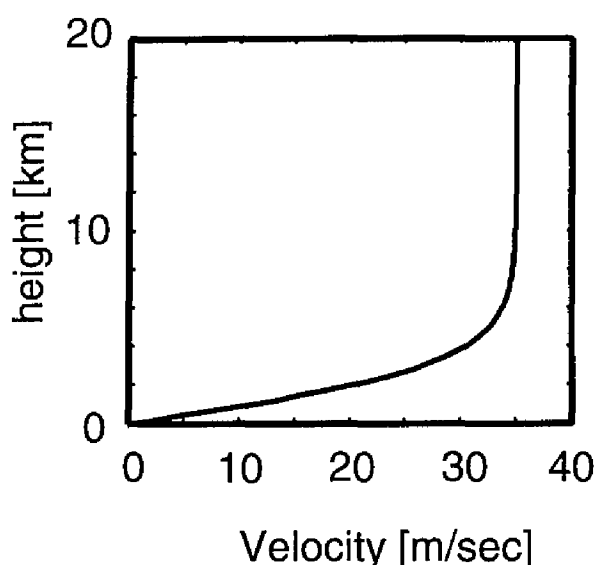


Fig. 2.1.10. Profile of Horizontal Wind which Flows into the Calculated Area.

ル領域半径を R [m], 降水粒子の混合比を q [kg/kg] とすれば, 単位時間あたりに流入する混合比 (Δq) [kg/kg/s] は次のようになる.

$$\Delta q = q \frac{U}{2R} \dots\dots\dots (1.25)$$

ここで, 水平風速の鉛直分布については, 高さ (z) 方向に変化させ, 次式のように与える.

$$U = U_S \tanh(z/3000) \dots\dots\dots (1.26)$$

この式におけるパラメータ U_S は Weisman and Klemp²⁴⁾ を参考に決定する. すなわち, U_S が大きくなるにつれて, 発生する積乱雲のタイプは不規則型多重セル, 組織化された多重セル (マルチセル), スーパーセルと変化する. 本研究ではマルチセルタイプの積乱雲を対象としていることを述べたが, そのマルチセルが発生する限界値が $U_S = 35$ m/s 程度であるため, ここではその値を用いて水平風速の鉛直分布とする. すると, 水平風速の鉛直分布は Fig.2.1.10 のようになる.

降水粒子の落下方法については, 降雨プロセスの計算開始時に鉛直風速を 0 m/s とし, 自由落下させるという方法をとる.

(e) PMP の決定

ここでは降雨プロセスの計算によって得られた結果をまとめ, PMP を決定する. 基本的には可能最大雨滴生成量 (P_{pmax}) の決定方法と同様の作業を行う. つまり, 雨滴生成量 (P_p) と降雨プロセスによって計算された降雨量 (P) との関係をプロットし散布図を描き, その最大値をカバーするように包絡線を描くというものである. 包絡線を表す関数を $g(P_p)$ とすれば, その形状が単調増加関数であるとしたとき, PMP は可能最大雨滴生成量 (P_{pmax}) を用いて次式のように決定される.

$$PMP = g(P_{pmax}) \dots\dots\dots (1.27)$$

ただし g が最大値を持つような上に凸な関数であるような場合は、その最大値を与える P_p を P_{p0} としたとき、PMP は次式のように決定される。

$$PMP = \begin{cases} g(P_{p0}) & \text{at } P_p \geq P_{p0} \\ g(P_{p\max x}) & \text{at } P_p < P_{p0} \end{cases} \dots\dots\dots (1.28)$$

1.3. 都市域における狭域・短時間の PMP 推定

ここでは前節で述べた狭域・短時間の PMP 推定手法において Fig.2.1.8 のような散布図と包絡線を得るための計算を行う。さらに、地表の混合比を指標にして近畿地方の都市の狭域短時間の PMP を推定する。最後に推定された PMP を与えた場合の確率雨量を算定する。

1.3.1. 散布図および包絡線を得るための計算

(a) 大気プロファイル

本研究で利用した大気プロファイルは 1993 年 6 月から 9 月の潮岬、米子、輪島における高層気象観測データである。さらに、この期間中でも時間雨量が 10mm を越えるような豪雨が発生する直前のプロファイルを選定した。この期間を選定したのは、この期間は記録的な豪雨に見舞われ、PMP 推定に用いる大気プロファイルとして適していると考えたからである。ただし、大気条件のうち、どの要素が雨滴生成量と関連があるのかを調査するためにプロファイルを変形している。その方法については以下で述べる。

観測された大気プロファイルの下層に混合層を設けることにより、1 つの観測プロファイルから計算のためにさまざまなプロファイルを準備した。混合層とは不安定時の大気下層にできる温位および混合比が高さとともに一定であるような層のことである。混合層は以下の手順により作成した。

1. 混合層の高さ (h_b) を決定する。
2. 温位については、決定された高さ (h_b) における温位を混合層内の温位とする。(Fig.2.1.11 参照)
3. 混合比については地表での相対湿度を 60~90 % に変化させて、その混合比を混合層内の混合比とした。ただし、この方法では混合層内において高度が高くなるにつれて、気温が下がるため、相対湿度も高くなり飽和になることがある。したがって、その場合は計算の安定性も考慮して、相対湿度の上限が 95 % となるようにする。(Fig.2.1.12 参照)

(b) 雨滴生成プロセスの計算

強制上昇流は地表で 0m/s、高度 400m で最大となるように放物線状の風速プロファイルを与える。本研究では 400m での強制上昇流の強さと継続時間を Table 2.1.1 のように変化させて計算を行う。計算は 30 分間行い、計算中で雨滴生成量が最大となるものを取り出すことにする。

(c) 雨滴生成量に関する散布図と包絡線

ここでは、ある気象要素と雨滴生成量の関係を示す散布図を描き、それに対して上限値をカバーするように包絡線を引く。

選択する気象要素は以下のものである。これら是对流活動と関わりがある可能性のあるものについて選択した。

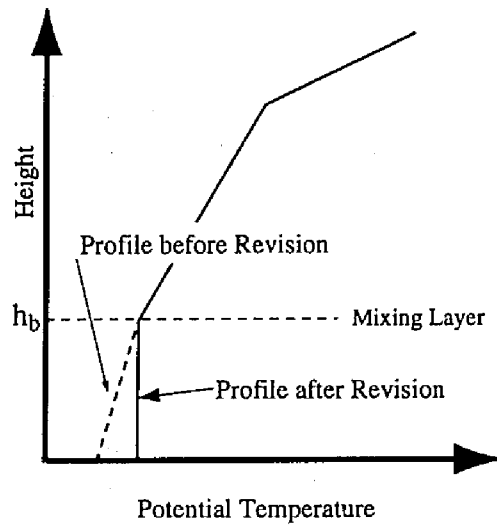


Fig. 2.1.11. Potential Temperature in the Mixed Layer.

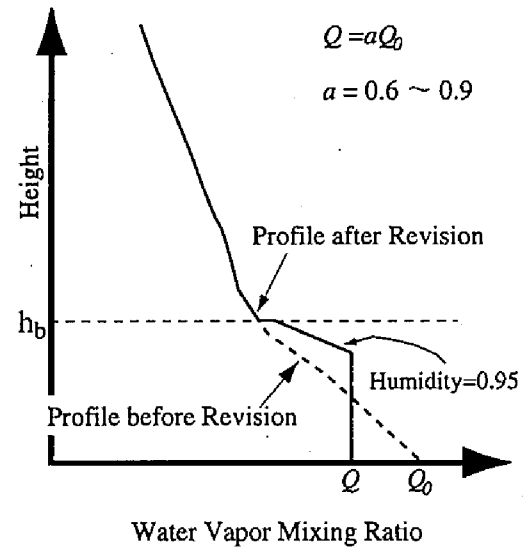


Fig. 2.1.12. Water Vapor Mixing Ratio in the Mixed Layer.

Table 2.1.1. Vertical Wind Forcibly Put in the Model,

	Duration [min]	Wind Speed [m/s] (at 400m)
Pattern 1	20	2.0
Pattern 2	30	2.0
Pattern 3	10	2.0
Pattern 4	20	1.0
Pattern 5	20	3.0
Pattern 6	20	4.0

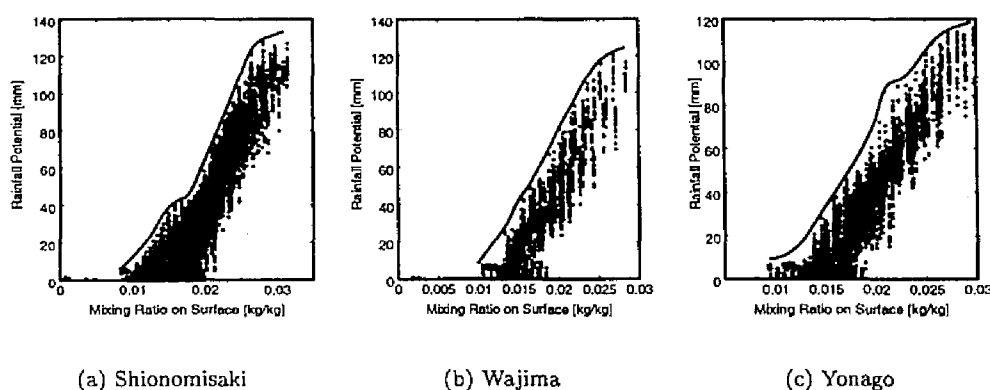


Fig. 2.1.13. Relationship between Water Vapor Mixing Ratio (q_v) and Rainfall Potential (P_p).

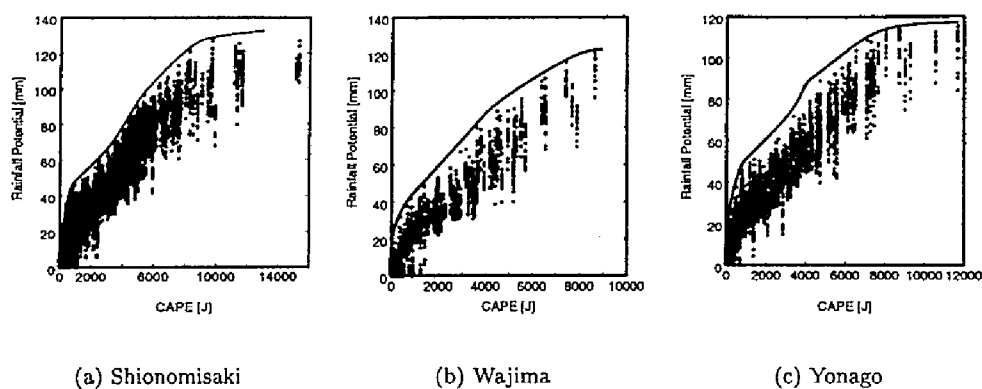
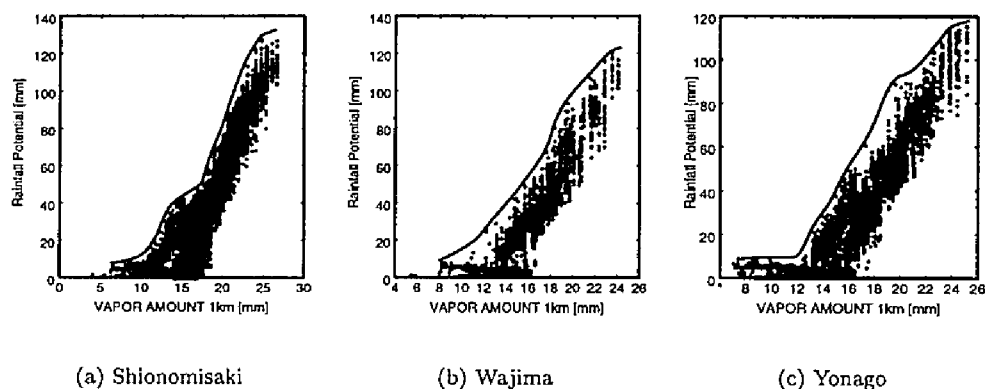
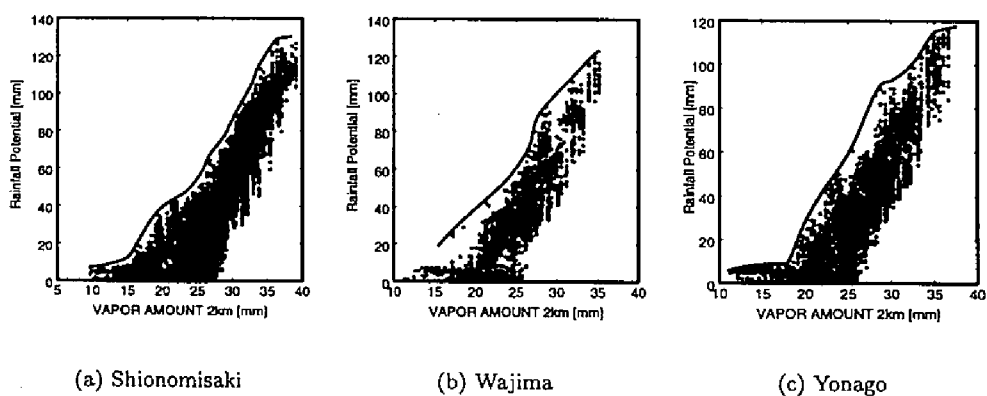
1. 地表の混合比 (q_v) [kg/kg]
2. CAPE [J]
3. 上空 1 km までに含まれる水蒸気量 (W_{p1km}) [mm]
4. 上空 2 km までに含まれる水蒸気量 (W_{p2km}) [mm]
5. 上空 3 km までに含まれる水蒸気量 (W_{p3km}) [mm]
6. 強制上昇流による外的エネルギー (E_e) [J]

これらの気象要素を横軸に、雨滴生成量を縦軸に潮岬、輪島、米子における計算結果をまとめたものが Fig.2.1.13～Fig.2.1.18である。それぞれの図の横軸は Fig.2.1.13は地表の混合比 (q_v)、Fig.2.1.14は CAPE、Fig.2.1.15は上空 1 km までに含まれる水蒸気量 (W_{p1km})、Fig.2.1.16は上空 2 km までに含まれる水蒸気量 (W_{p2km})、Fig.2.1.17は上空 3 km までに含まれる水蒸気量 (W_{p3km})、Fig.2.1.18は強制上昇流による外的エネルギー (E_e) をとっている。また各図中における曲線は雨滴生成量の最大値をカバーするような包絡線である。

これらの図より、地表の混合比、および大気下層に含まれる水蒸気量 (W_{p1km} , W_{p2km} , W_{p3km}) は包絡線が単調増加を示していることがわかる。地表の混合比が大気下層の水蒸気量を代表しているとすれば、大気下層（とくに混合層）に含まれる水蒸気が多いほど対流活動が盛んになり、雨滴生成量も増加するということになる。

CAPE についても同様のことがいえる。すなわち大気的不安定度が大きくなるにつれて対流活動が盛んになり、雨滴生成量が増加する。

しかし、強制上昇流による外的エネルギー (E_e) については包絡線がほぼ水平であることから、対流活動の大きさは E_e によらないことがわかる。Oishi et.al.¹⁸⁾ によれば積雲発生要因の外的要因は積雲のトリガーとして影響し、対流活動に与える影響は単調増加ではない。ここで、与えた E_e はすべて対流活動を最大にするものであったということが、 E_e の変化に対して包絡線がほぼ水平になった理由である。

Fig. 2.1.14. Relationship between CAPE and Rainfall Potential (P_p).Fig. 2.1.15. Relationship between Water Vapor Amount under 1 km (W_{p1km}) and Potential Rainfall (P_p).Fig. 2.1.16. Relationship between Water Vapor Amount under 2 km (W_{p2km}) and Potential Rainfall (P_p).

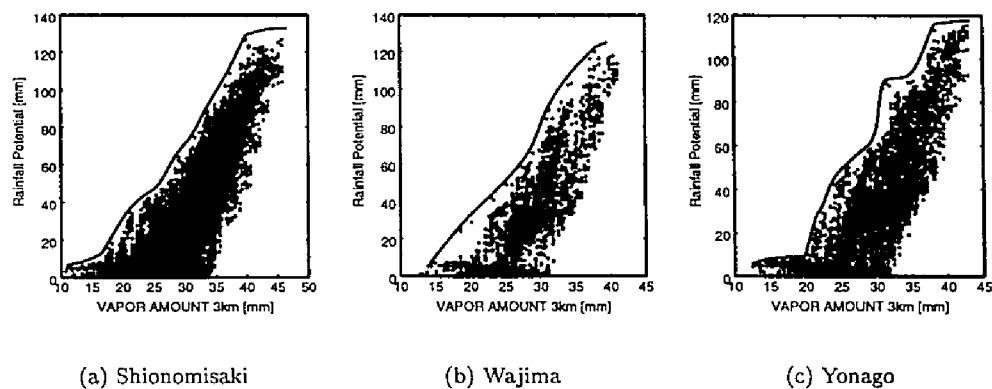


Fig. 2.1.17. Relationship between Water Vapor Amount under 3 km (W_{p3km}) and Potential Rainfall (P_p).

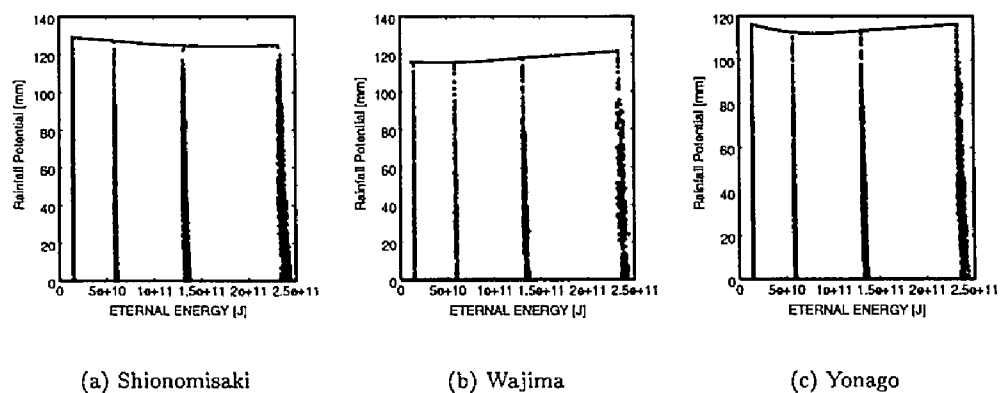


Fig. 2.1.18. Relationship between External Energy (E_e) and Potential Rainfall (P_p).

潮岬、輪島、米子における計算結果の比較をすると、どの気象要素についても場所による差があまり見られないことがわかる。これは積雲対流という現象が、発生要因さえ整えば、地域によらずほぼ同様なメカニズムで発生するというを示している。したがって対流活動の大きさは、以上の結果によると大気境界層にどれほどの水蒸気が存在するのか、あるいは大気がどれほど不安定であるのかということに依存することがいえる。これらの気象要素は地域によって差があると考えられるため、地域ごとについてそれらをまとめ、PMP 推定に用いれば地域ごとの PMP が推定できる。すなわち、地域によって積雲の発生のしやすさが異なるため、その地域差を推定するということになる。

(d) 地上降雨量に関する散布図と包絡線

ここでは降雨プロセスの計算を行い、雨滴生成量の場合と同様に、雨滴生成量と地上降雨量の関係を示す散布図を描き、それに対して上限値をカバーするように包絡線を引く。ただし、雨滴生成プロセスの計算において、地域による差があまり見られなかったことから、降雨プロセスにおいても地域による差は少ないと考え、潮岬における計算のみを行うことにする。

ここで、降雨プロセスの定常状態を表す結果を Fig.2.1.19 に示す。これより最初の 5 分間は降雨強度が大きくなっており、その後はほぼ一定となっている。これは次のように説明できる。まず積雲を、側方から降水粒子が流入して、それが落下し地表で流出するという単純なシステムとして捉える。計算開始時では、このシステムは落下して流出する量のほうが、側方から流入する量より大きいため、結果として大きな降雨量をもたらすことになる。またピークが 2ヶ所あるのは、最初のピークは warm rain によるもの、次のピークは cold rain によるものと考えられる。そして時間が経過すれば落下して流出する量は流入量によって決定されることになる。ここで流入量は一定であるから、落下して流出する量も当然一定となる。このようにして定常状態が形成される。したがって、最初の 5 分間は風速を 0[m/s] として時間を止めた仮想的な状態から定常状態への遷移期間であり、この時間は実現象として捉えるのが困難であるため考慮しないほうがよい。さらに定常状態において小さな波長の波形が見られるが、これはモデルの計算において 20 秒間隔でスムージングを行っている影響であると考えられる。スムージングは数値計算の安定性において重要なテクニックであるため除去することはできないため、このような結果になっている。しかし、この結果は定常状態の本質は表現することができていると考える。そこで、ここでは定常状態の継続時間を 10 分として、10 分雨量に対して散布図を作成する。

計算結果については雨滴生成量の中でも固相のもの (P_{ps})、液相のもの (P_{pl})、固相・液相を含めた全雨滴生成量 (P_p) に関してまとめる。Fig.2.1.20 は全雨滴生成量 (P_p) と 10 分地上雨量 (R_{10}) について、Fig.2.1.21 は液相の雨滴生成量 (P_{pl}) と 10 分地上雨量 (R_{10}) について、Fig.2.1.22 は固相の雨滴生成量 (P_{ps}) と 10 分地上雨量 (R_{10}) について関係を示したものである。

Fig.2.1.20 を見ると、雨滴生成量が少ないところでは地上の降雨量は単調に増加しているが、雨滴生成量が多いところでは包絡線はほぼ水平となっている。これは Fig.2.1.21 を見るとわかるように、降雨量の少ないところでは雨滴生成量のほとんどが液体の水の状態 (warm rain) で構成されており、降雨量の多いところでは雨滴生成量の多くが氷の状態 (cold rain) で存在する。したがって warm rain は生成してから早い時間で落下するが、cold rain は生起してから落下まで時間がかかり、その間に大きく成長するということがわかる。以上の結果より、PMP をもたらすような大きな豪雨を考える際には、cold rain に注目し、それらのふるまいを調査するのがよい。

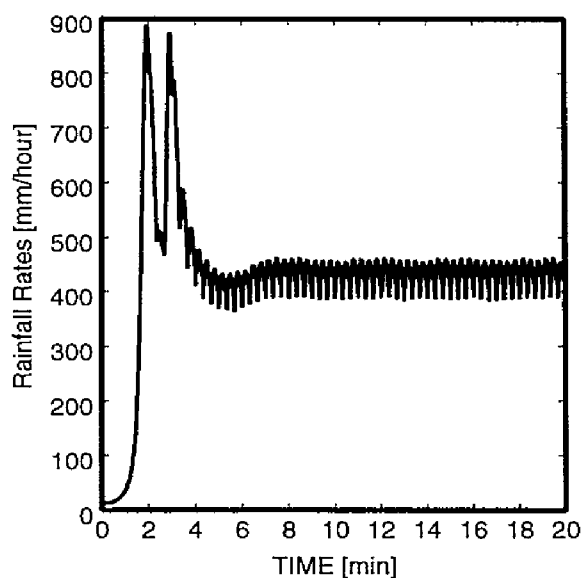


Fig. 2.1.19. Hyetograph from the Steady State Rainfall Process.

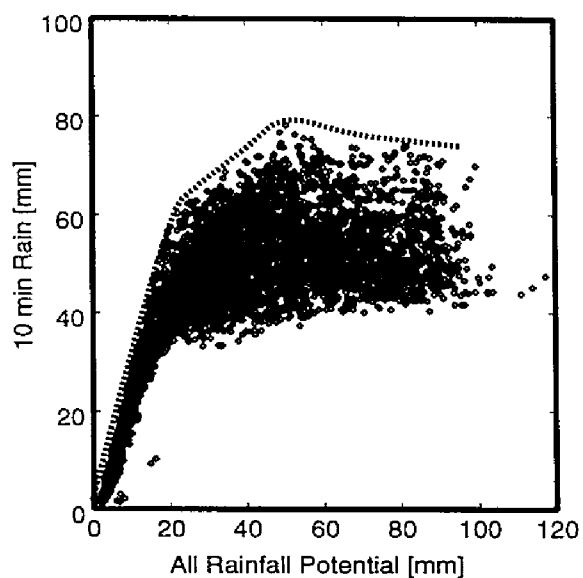


Fig. 2.1.20. Relationship between All Rainfall Potential (P_p) and Rainfall Amount of 10 min (R_{10}).

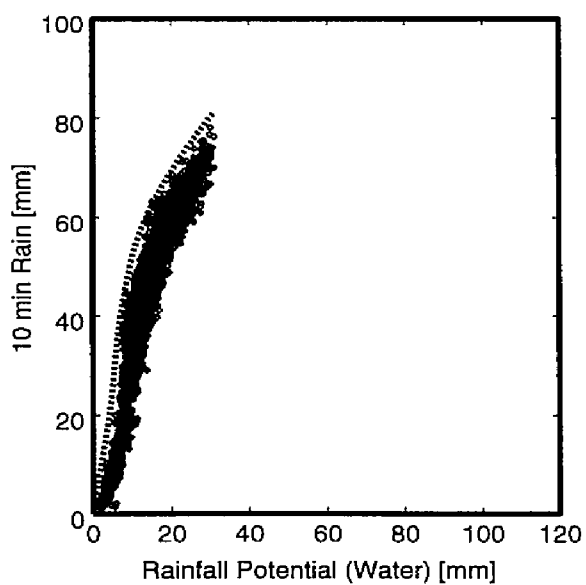


Fig. 2.1.21. Relationship between Rainfall Potential in Liquid Phase Particles P_{p_l} and Rainfall Amount of 10 min (R_{10}).

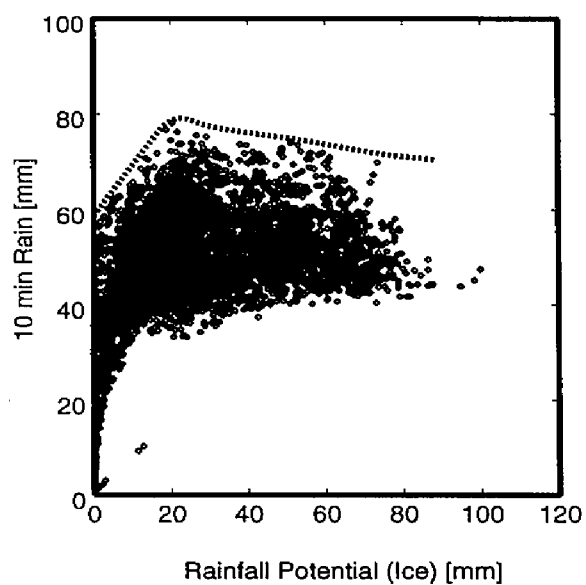


Fig. 2.1.22. Relationship between Rainfall Potential in Solid Phase Particles P_{p_s} and Rainfall Amount of 10 min (R_{10}).

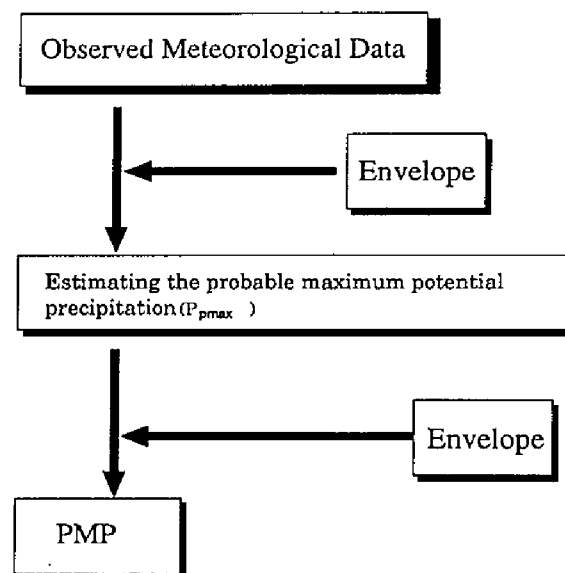


Fig. 2.1.23. Flowchart of Estimating PMP.

Fig.2.1.20より10分雨量の最大値は雨滴生成量が50 mmのところでは80 mmとなっており、包絡線を表す関数は最大値をもつ上に凸な関数となっていることがわかる。したがってPMPを決定するためにはEq.(1.28)が適用され、 P_{p0} は50 mm、 $g(P_{p0})$ は80mmとなる。

1.3.2. 都市域において観測される気象要素

本節で開発された手法を用いるためには、前節で挙げた気象要素が都市域において観測されている必要がある。都市域において定期的に観測されている気象データにはAMeDASや気象官署、すなわち気象台や測候所において観測される地上データがある。AMeDASからは1時間間隔という時間的に密なデータが得られるが、気温、風、日照時間、降水量という観測項目しかなく、水蒸気量に関するデータは観測されない。しかし、気象官署においては6時間間隔と時間的にはAMeDASと比較すると粗いが、気温、風、湿度、気圧が観測されるため、地表の混合比を得ることができる。そこで、近畿地方の各気象官署における1961年1月から1996年11月までのデータを入手することができたので、各気象官署における混合比の最大値をTable 2.1.2に示す。また、参考までに1時間雨量の最大値についても示す。

しかし、気象官署において観測されるデータを用いても、得られるのは地表の混合比のみである。都市域におけるCAPEや上空の水蒸気量については、その観測データはほとんどない。しかし、これらの観測データが存在すれば、推定されるPMPの信頼度は向上する。したがって都市域において、これらの観測データが増加することが期待される。そこで、これらのデータがどのように観測されるのかを述べ、今後の観測の可能性について簡単に述べる。

まずCAPEは高層気象観測データより得ることができるが、現在のところ、この観測はレーウィンゾンデによるものが主流となっている。これはレーウィンゾンデ観測がもっとも一般的で、もっとも精度のよい高層観測手段であるためである。ゾンデの定時観測は1日2回で、地上から約30 kmまでの気圧、気温、湿度を測定する。レーウィンゾンデの観測網については現在、日本においては高層気象観測所が18ヶ所あ

Table 2.1.2. Maximum Hourly Rainfall Amount and Maximum Water Vapor Mixing Ratio Observed at the Weather Offices in the Kinki Region,

Weather Office	R_{1hr} [mm]	q_v [kg/kg]	Weather Office	R_{1hr} [mm]	q_v [kg/kg]
Toyooka	49.5	0.0231	Maizuru	56.0	0.0224
	'71.7.25	'63.8.3		'79.9.30	'63.8.30
Hikone	97.0	0.0212	Kyoto	106.9	0.0217
	'76.5.26	'90.8.11		'66.5.22	'95.7.27
Himeji	67.0	0.0220	Kobe	69.4	0.0221
	'82.8.8	'64.8.14		'67.7.9	'75.7.24
Osaka	63.0	0.0220	Nara	47.0	0.0218
	'79.9.30	'78.8.2		'68.7.6	'91.7.31
Sumoto	83.7	0.0224	Wakayama	64.0	0.0221
	'65.9.16	'79.8.22		'83.7.5	'67.8.26
Shionomisaki	115.5	0.0232			
	'72.11.14	'92.7.30			

る。しかし世界気象機関の全地球観測計画において 2005 年までに達成可能なレベルとして、水平分解能については 250 km 以上としている。したがって近い将来、観測網が密になるとは考え難く、都市域において CAPE が測定されるのは困難である。

次に境界層の水蒸気量観測については、係留気球や GPS を用いた水蒸気量観測、ラマンライダーによるものなどがあるが、この中でも GPS を用いた水蒸気量観測が既に計画段階であり、これによる観測データが蓄積されることによって PMP の信頼性が向上することを期待する。

1.3.3. 近畿地方の各都市における狭域・短時間の PMP 推定

前節で述べたように、気象官署のある都市域では地表の混合比が観測されている。そこで、この指標を用いて本研究で開発した狭域・短時間 PMP 推定手法により近畿地方の気象官署のある各都市の狭域・短時間の PMP を推定する。

まず、Fig.2.1.13より各地点における包絡線を重ね合わせ、その中でも最大となるような包絡線を見出す。これは 3 地点における計算結果の包絡線を引くことに相当する。その結果、Fig.2.1.24のような包絡線を引くことができる。

次に、まず Table 2.1.2と Fig.2.1.24より各都市の可能最大雨滴生成量 (P_{pmax}) が決定される。その結果、どの都市においても可能最大雨滴生成量 (P_{pmax}) は 90~95 mm の範囲となる。したがって、いずれの都市も最大雨滴生成量 (P_{pmax}) が Eq.(1.28) における最大値を与える雨滴生成量 P_{p0} の 50 mm を越えているため、Eq.(1.28) より、各都市の 10 分間の PMP は 80 mm という結果が得られる。つまり、近畿地方の都市域においては 10 分間に 80 mm という降雨が発生しうることである。

どの都市においても PMP が同じであるということについては、次のように説明できる。雨滴生成量に関

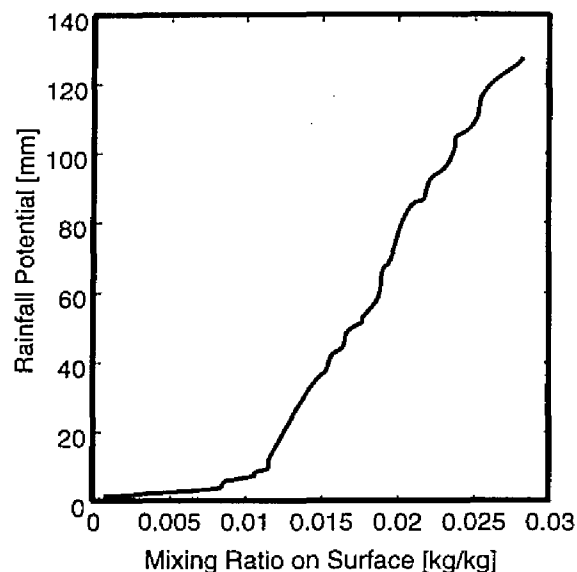


Fig. 2.1.24. Envelope of the Rainfall Potential to Water Vapor Mixing Ratio on Surface.

する散布図と包絡線についての記述の部分で「積雲対流という現象は、発生要因さえ整えば、地域によらずほぼ同様なメカニズムで発生する」と述べたように、発生要因(ここでは地表の混合比のみ)に地域差がなかった上に、各都市の可能最大雨滴生成量 (P_{pmax}) が Eq.(1.28) における最大値を与える雨滴生成量 P_{p0} , すなわち 50 mm を越えたためである。今後、CAPE や境界層の水蒸気観測手法が開発されれば、これらの地域差が表現される可能性もあるし、推定精度の向上も期待できる。

また、この結果を他の手法による結果と比較する。上述したように桑原⁵⁾ は統計学的手法に基づいて、10 分の PMP は 110 mm～150 mm としている。本研究の手法による結果は 80 mm であるので、本手法のほうが小さく見積もっているが、どちらが正しい値に近いのかという精度については議論できない。しかし、推定手法に基づく科学性、いわば信頼性については議論可能である。桑原の手法と本研究の手法を比較すると、考慮している物理過程、とくに降水メカニズムの導入の有無という点において大きな違いがある。したがって、桑原の手法によって得られた PMP よりは信頼性も高く、都市の治水計画に機能するものと確信する。

1.3.4. PMP を与えた場合の確率雨量の算定

以上より、10 分の PMP は 80 mm という結果が得られたので、PMP を与えた場合の確率雨量と与えない場合の確率雨量の比較・検討を行う。

ここでは PMP を与えた場合の確率分布として次のような Slade 型の片側有限分布を用いる。

$$f(x) = \frac{g}{x(g-x)\sigma\sqrt{2\pi}} \exp \left[-\frac{1}{2} \left(\frac{\ln \frac{x}{g-x} - \mu}{\sigma} \right)^2 \right] \dots\dots\dots (1.29)$$

ただし、母数は μ , σ で、 g は上限値、すなわち PMP である。また、PMP を与えない場合の確率分布としては、次のような対数正規分布を与える。

Table 2.1.3. Probable Rainfall of 10 minutes Estimated by Logarithm Normal Distribution and the Slade Type Distribution,

Return Period	by Log. Normal Distribution	by Slade Type Distribution
200	29.1	26.9
100	27.0	25.4
50	25.0	23.8
25	22.8	22.0
10	19.9	19.5
5	17.4	17.4

$$f(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\zeta x} \exp \left[-\frac{1}{2} \left(\frac{\ln x - \lambda}{\zeta} \right)^2 \right] \dots\dots\dots (1.30)$$

ただし、母数は ζ , λ である。以上の母数を定める方法として、最尤法を用いる。

頻度解析に用いるデータは和歌山市において昭和 20 年から 54 年までに観測された年最大 10 分雨量を用いる。その結果、Fig.2.1.25のようなヒストグラムと確率密度関数が得られる。

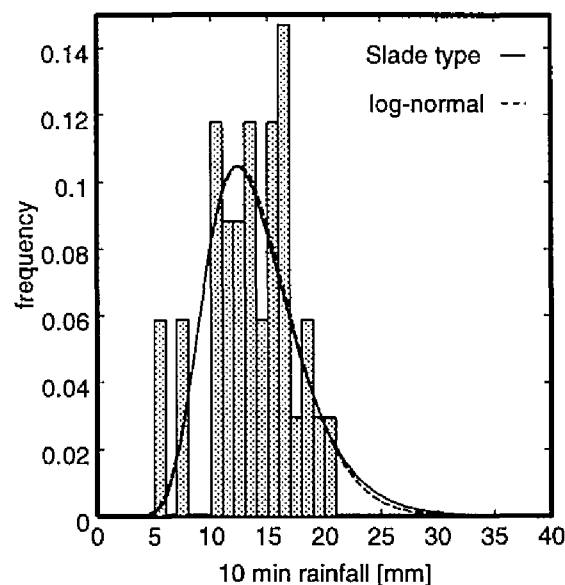


Fig. 2.1.25. Histogram and Probability Density Function for Annual Maximum 10 minutes Rainfall in Wakayama City.

T 年確率雨量 ($T = 200, 100, 50, 25, 10, 5$) の変動について調査した結果を Table 2.1.3に示す。これより、リターンピリオドが大きくなるほど PMP を与えた確率雨量の方が小さくなることが分かる。したがって、安全性を重視すべき構造物を設計する際には PMP を推定することにより、そのコストを削減できることを示している。しかし、それほど安全性を重視する必要がない、すなわちリターンピリオドが小さい構造物の場合、PMP を推定しなくても従来の方で十分であるという結果が得られた。

1.4. PMP 推定手法のスケールアップに関する考察

最後に、PMP 推定手法が今後どのような方向に発展していくべきかを述べて、本節の結びとする。ここでは「狭域・短時間」の PMP について推定手法を開発した。この「狭域・短時間」とは空間スケールが数 km^2 、時間スケールが 10～15 分程度のものである。しかし、社会のニーズは「狭域・短時間」にとどまらず、さらに大きなスケールへと高まっていくと考えられる。実際の流域に対する PMP となれば、その空間スケールは数百～数千 km^2 というオーダーであるし、時間スケールについても短時間に限らず、1 日あるいはそれ以上の時間が要求されるであろう。したがって、数値気象モデルを利用した PMP 推定は時空間的なスケールアップが、今後の課題になるはずである。そこで、実用的な面からも非常に重要となる流域スケールの PMP に関して、以下のような 3 段階に分けて推定していくべきであると考えられる。

(1) 狭域・1 時間程度の PMP 推定

これは本研究での推定手法を時間的に引き伸ばすことにより可能となる。つまり、雨滴→落下という 10～15 分間で発生する定常的な循環システムが 1 時間の中でどのように発生するのかということを説明できれば推定できる。具体的にはマルチセル型の積乱雲を仮定した場合、その中でいくつのセルがどれだけの時間間隔で発生するのかというメカニズムを解明できればよい。そのためには 2 次元、3 次元モデルで、そのメカニズムを解明し、定性的な知見を得て、それを 1 次元モデルに導入して計算するのがよいと考えられる。

(2) 1 時間程度の流域スケール PMP 推定

流域スケールとなると、本研究で用いたモデルでは空間的に表現不可能であるため、さらに大きなスケールのモデルを適用しなければならない。具体的には地形を導入したメソスケールモデルを用いる必要がある。もちろん、メソスケールモデルと積雲モデルを結合し、積雲スケールの現象も陽に表現できればよいと考えられるが、両スケールの相互作用等を考慮すると、そのようなモデルを作成するのは現在のところ困難である。そこで 1 時間程度の PMP を推定する場合は、メソスケールモデルを積雲対流の発生要因を作り出すものとして捉え、その後 1 次元積雲モデルを用いて各格子点で降雨量を計算するのがよいと考えられる。

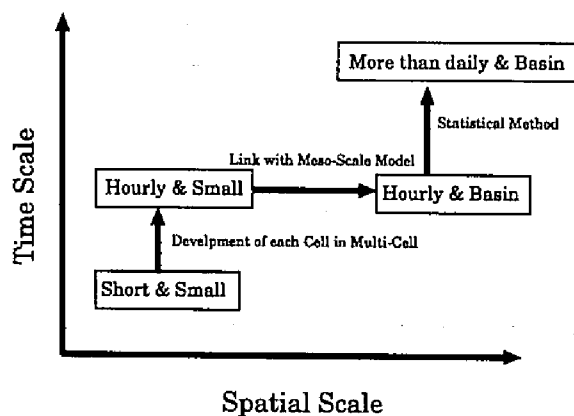


Fig. 2.1.26. Schematic Figure on Scaling up of PMP.

(3) 1 日あるいはそれ以上の時間の流域スケール PMP 推定

1 日あるいはそれ以上の時間の PMP を数値気象モデルで推定する場合、総観スケールの気象現象を考慮にいれる必要があり、その中でメソスケール現象として、積雲がどのように組織化され、それがどのようなふるまいをするのかを解明する必要があるが、そのメカニズムについては現在でも完全に解明されているわけではなく、これを PMP の推定手法に導入するのは困難であろう。そこで次善策として考えられるのが、(2) で算定した 1 時間の PMP を対象流域の過去の豪雨記録に基づいて引き伸ばすという方法である。ここで (1) で 1 時間にスケールアップしたのは、降雨データとしては 10～15 分というデータを入手するのは困難で、1 時間というデータなら入手しやすいためである。この方法は 1 時間の PMP に対しては気象学的手法を用い、長時間の PMP については統計学的手法を用いるハイブリッドなものとなるが、最初にとるべき方法としてはよいと考える。

以上のスケールアップの段階を示すと Fig.2.1.26 のようになる。このように PMP のスケールアップが計られ、それが実際の治水計画に用いられることにより、我々が水に対する恐怖におびえることなく、豊かで快適な生活を享受できるようになることを祈念して本節の結びとする。

2. GPS を用いた積雲スケールの水蒸気擾乱抽出手法に関する数値実験的研究

2.1. GPS を用いた水蒸気観測の必要性

近年、GPS (Global Positioning System, 汎地球測位システム) を利用した宇宙測地技術が発達し、測地網が充実してきている。特に地震国である日本は世界一の密度の GPS 測地網を展開し、地震のメカニズムの解明と予知に役立てようとしている。しかし、GPS 衛星からの電波は大気の影響を受けるため、測地誤差が生じる。その中でも、湿潤遅延と呼ばれる水蒸気による電波の遅延は、大気中の水蒸気分布が不均等であることから、測地の精度を 10^{-2}m から 10^{-3}m へと 1 桁あげるための障壁となっている。特に日本においては、複雑な地形が原因となって複雑な水蒸気分布が測地の精度向上を妨げている。

一方で、気象学・水文学の立場では集中豪雨などのメソスケール現象の理解と予測が他のスケールの現象に比べて難しい状況であった。その主な原因はメソスケール現象を解像できる観測網がなかったためである。近年では、レーダーや衛星などのリモートセンシング技術によってこのスケールの現象をとらえつつあり、その成果によってメソスケール現象の理解が進むものと期待されている。その中でも、水蒸気は降雨の源であるので、現在では 12 時間に 1 度の高層気象観測に頼っている水蒸気の観測の時空間的な粗さを克服することが重要な課題である。

このように GPS の測地情報の誤差の主要因は水蒸気であるが、それを誤差と見るのではなくシグナルとしてみればメソスケールの大気現象にとっての貴重な情報である。また、水蒸気分布をより正確にかつ詳細に求めることができれば測地精度を向上させることができる。すなわち、水蒸気に起因する GPS の測地誤差に対して、気象学・水文学と測地学は相互補完的な立場であるため、GPS 気象学という学際的学問が生まれた。特に日本型 GPS 気象学を気象学・水文学的な立場で見れば、高密度 GPS 観測網を活かしてメソスケール大気現象をとらえ、集中豪雨などの予測精度の向上をはかることが期待されている。

日本型 GPS 気象学のこれまでの成果の一つとして、岩淵・内藤¹⁾の研究をあげる。岩淵・内藤は国土地理院の GPS データを用いて、日本の梅雨期において水蒸気量の鉛直積分量である可降水量の時空間分布を求めた。また、中村ら¹⁰⁾は高い可降水量分布が強降雨域の分布に 3 時間程度先行して現れることを示した。この研究から降雨予測精度向上に対して GPS から得られる可降水量分布が有効に機能するであろうことが示唆された。

一方、水文学・水資源工学では、さらに小さなスケールである流域スケールの降雨分布が重要である。なぜなら、流域を管理する場合には降雨の流域内での有無によって、洪水への対応が全く変わってくるからである。降雨の源は水蒸気が相変化してできた降水粒子であるので、細かいスケールの水蒸気擾乱を直接的に GPS から観測することができれば、流域での降雨予測の精度向上に寄与することは間違いない。

このような背景から、本節では、大石ら³⁾をもとに、流域スケールの豪雨に対応する水蒸気情報を抽出する手法を提案することを目的とする。具体的には、これまで得られなかった上空の水蒸気擾乱に対し、GPS の大気遅延量から上空の水蒸気擾乱を抽出してそれを調査する方法として、特に擾乱の高度と水平位置を推

Table 2.2.1. Signals from GPS,

Frequency Band	Frequency (Wave Length)	User
L1 Band	1575.42Mhz (19.0cm)	Civil Use and Military Use
L2 Band	1227.60Mhz (24.4cm)	Military Use

定する方法を新たに提案し、それをモデル大気の水蒸気分布に適用して、その可能性を調査する。そのために、詳細な雲の微物理過程を考慮した数値計算によって出力された豪雨時の雲中の水蒸気情報から、GPSを用いた場合に取得できる湿潤遅延情報を求め、それを用いて、本手法の有効性を検討する。

2.2. GPS システムの概要

2.2.1. GPS 測位の原理

本節では、科学技術庁研究開発局の報告⁴⁾をもとに、GPSの原理について述べる。

GPSは米国が開発した、人工衛星を用いた位置決定システムである。利用者は衛星からのマイクロ波を受信することで、3次元位置と速度、時刻を知ることができる。もともとGPSは軍用であったが、最近では、航空機・船舶の管制、精密測量、地球科学、カーナビゲーションなどの民事利用も増えており、世界的な社会基盤となりつつある。

GPSは24個の人工衛星、衛星を制御する地上管制局、GPS受信機から構成される。6つの軌道面に4つづつ配置された人工衛星が、高度20,000kmのほぼ円軌道上を11時間58分かけて周回している。多数の人工衛星が配置されているので、地上のあらゆる地点において常時4つ以上の衛星を補足することができる。

GPS衛星には精密な原子時計が搭載されている。この原子時計から出力される2つの周波数の搬送波が、時刻同期信号として地球に向けて送信される。衛星から送信される搬送波をTable 2.2.1に示した。

利用者の受信機では、衛星からの信号と受信機が持つ時計の時間的なずれを検出し、信号が到着するのに要した時間を割り出す。この時間から衛星までの距離がわかる。この距離には受信機の時計誤差も含まれるので疑似距離と呼ばれる。衛星の位置は、地上管制局における追跡データから予測されている。したがって、3つの衛星との距離測定値から、受信機の空間における位置は幾何学的に決定できる。実際には、受信機の時計誤差も未知数となるので同時に4つの衛星が必要である。

この方法はGPSの最も基本的な利用形態で単独測位と呼ばれる。一般利用者用の電波を用いた場合、現在約100mの精度で位置決定が可能である。しかし、精密測量や地球科学ではより分解能の高い搬送波の位相を測定して、受信機と衛星間の波数を求める。受信機の時計誤差を削除するため、同じ衛星や受信機で同時に観測された搬送波位相の差を生成し、これらを解析する干渉測位を行うことによって、2点間の相対的な位置の精度はcmオーダーになる。干渉測位の観測方程式はEq.(2.1)に示す。

$$\Delta\Phi_{\alpha\beta}^{ij} = (\Phi_{\alpha}^i - \Phi_{\alpha}^j) - (\Phi_{\beta}^i - \Phi_{\beta}^j) \dots\dots\dots (2.1)$$

ここで、 $\Delta\Phi_{\alpha\beta}^{ij}$ は2重位相差残差、 $\Phi_{\alpha}^i - \Phi_{\alpha}^j$ は観測点 α において観測された衛星 i からのGPS搬送波の位相である。

衛星から送信されたマイクロ波は、地表付近で電離層や大気に遭遇するが、この時伝搬速度が変化し、距離測定に影響が生じる。電離層の影響は周波数依存性を利用して、2周波データから除去できる。一方、大

気の影響は 2.2.3. に示される式系で距離測定に影響を与え、その中でも特に水蒸気による影響は、上空の水蒸気分布がわかっていなければ除去できないものである。

2.2.2. 日本における GPS 観測網

日本における GPS 観測網は、わずかの例外を除いて地殻変動解析を目的としたものである。

定常観測として、最も充実した観測網を展開しているのは国土地理院 (GSI) である。国土地理院データ観測網は、南関東・東海地域に 110 点からなる GPS 観測点を設置・解析し、その地方の地殻変動の監視を行った COSMOS-G2 (Continuous Strain Monitoring System with GPS by GSI) に始まる。この運用開始が 1994 年である。続いて、高精度の基準点網の構築と日本全国の広域的な地殻変動の検出を目的とした、全国 GPS 連続観測システム (Grapes, GPS Regional Array for Precise Surveying / Physical Earth Science) が 1995 年 10 月に運用を開始した。1996 年には COSMOS-G2 と Grapes を統合し、新たに 400 点の連続観測点を加え、1996 年 4 月現在で全観測点数 610 点、平均点距離 25km という世界にも例を見ない高密度な観測網となった。観測データは電話回線で国土地理院に集められ、学術用の高精度 GPS 解析ソフトウェアで解析される。

その他に、GPS を用いた定常観測を行っているのは、科学技術庁防災科学技術研究所が関東・東海 GPS 固定観測網を有しているほか、京都大学、東北大学、高知大学、北海道大学その他の各大学が独自の観測網を有している。

一方、キャンペーン型観測の代表的なものとして、GPS 検討会による観測キャンペーン「GPS Japan」がある。これまでに 1990 年から 1994 年までの間に 5 回のキャンペーン観測が行われた。また、「伊東集中観測」は、火山活動や群発地震が頻繁に起こる伊豆半島の伊東市周辺で GPS 観測網を面的に展開し、地殻変動の様子を面的に捉えるための観測である。観測網は、約 50 点の観測点を平均点間距離 1~2km という極めて高い密度で分布させたものである。国内の大学で構成される日本 GPS 大学連合が主催し、1994 年 7 月を最初に毎年行われている。

気象現象を目標とした GPS 観測実験として、1995 年に滋賀県信楽町で、1996 年および 1997 年に茨城県つくば市とその周辺で集中観測が行われた。

2.2.3. 大気遅延量の基礎式

大気が電波の伝搬に与える影響は、大気屈折によって伝搬経路が曲率をもつ効果と、伝搬経路上での電波の減速による効果に分けられる。前者は後者に対して 3 桁程度小さなオーダーの値となることから本研究では無視した。後者による遅延効果は、電波が真空中を進む伝搬速度を用いる GPS 解析では伝搬経路が伸びたことと解釈される。その経路増分は Eq.(2.2) で表される。

$$\Delta L = \int_L (n(s) - 1) ds, \dots\dots\dots (2.2)$$

ここで、 L は伝搬経路、 $n(s)$ は L 上の点 s における大気の屈折率である。湿潤大気の屈折率は Thayer²³⁾ によって Eq.(2.3) として与えられる。

$$(n - 1) \times 10^6 = K_1(P_a/T)Z_a^{-1} + K_2(e/T)Z_w^{-1} + K_3(e/T^2)Z_w^{-1}, \dots\dots\dots (2.3)$$

ここで、 P_d は乾燥大気的气圧、 e は水蒸気分圧、 T は絶対温度である。 K_1, K_2, K_3 はOwens¹⁹⁾よりそれぞれ、77.6, 64.79, 3.754×10^5 とした。これらの係数の誤差による影響は大気の屈折率に対し4桁程度小さな値であったので本研究では無視している。

Z_a, Z_w はそれぞれ乾燥大気、水蒸気の圧縮因子であり、Owens¹⁹⁾によって以下の式で与えられる。

$$Z_a^{-1} = 1 + P_a[57.9 \times 10^{-8}(1 + 0.52/T) - 9.4611 \times 10^{-4}t/T^2], \quad \dots\dots\dots (2.4)$$

$$Z_w^{-1} = 1 + 1650(e/T^3)[1 - 0.01317t + 1.75 \times 10^{-4}t^2 + 1.44 \times 10^{-6}t^3], \quad \dots\dots\dots (2.5)$$

ここで、 T は絶対温度、 t は摂氏温度である。

Eq.(2.3)の右辺第2, 第3項は水蒸気の影響で生じる湿潤遅延である。また、Eq.(2.3)の右辺第1項で表される乾燥大気の影響による遅延は静水圧遅延と呼ばれる。静水圧遅延は気圧に関する感度が低いため、本研究では、水平方向に一様であると考えて考察には加えていないが、実際の観測で得られる大気遅延は両者が分離されている訳ではないので、以下の計算では静水圧遅延も含まれている。実際の観測においては、地表で気圧を測定することによって静水圧遅延は除去可能である。

2.2.4. マッピング関数を用いた大気遅延量の除去

実際には、時空間的変動をもつ気温・気圧・水蒸気分圧であるが、それを水平方向にほぼ一様な構造をしていると仮定して、遅延量を天頂角だけの関数として遅延量を求め、水蒸気による測地誤差を除くことが以前から行われている。その時の、全遅延量はEq.(2.6)となる。

$$\Delta L = \Delta L_h^i M_h(\theta) + \Delta L_w^i M_w(\theta) \quad \dots\dots\dots (2.6)$$

ここで、 $\Delta L_h^i, \Delta L_w^i$ は、それぞれ天頂方向の静水圧遅延量と湿潤遅延量であり、大気の状態により決定される。 $M_h(\theta), M_w(\theta)$ がマッピング関数と呼ばれる天頂角に関する関数である。

さらに、島田⁶⁾によれば最近のGPS解析ソフトウェアの開発においては、大気の水平勾配の係数を推定パラメータに含めようとする試みが積極的に行われている。これは、大気遅延量をEq.(2.7)で表して、従来から推定していた水蒸気天頂角遅延量の他に、南北および東西方向の大気勾配の係数を推定するものである。

$$\Delta L = \Delta L_h^i M_h(\theta) + \Delta L_w^i M_w(\theta) + M_g(\theta) \{G_N \cos(\phi) + G_E \sin(\phi)\} \quad \dots\dots\dots (2.7)$$

ここで、 ϕ は衛星の方位角を、 G_N および G_E は南北および東西の大気勾配の係数を表す。 $M_g(\theta)$ は大気勾配のためのマッピング関数であり、MacMillan¹⁰⁾、日置¹²⁾、Bar-Sever et. al.¹⁴⁾は、

$$M_g(\theta) = M_x(\theta) \tan(\theta), \quad \dots\dots\dots (2.8)$$

として与えた。 $M_x(\theta)$ は、Niell¹⁷⁾を用いて、Eq.(2.9)で与えられる関数を用いることが最近では主流である。

$$M_x(\theta) = \frac{\left(\frac{1}{1 + \frac{a}{1 + \frac{b}{1 + c}}} \right)}{\left(\frac{1}{\sin(\theta) + \frac{a}{\sin(\theta) + \frac{b}{\sin(\theta) + c}}} \right)} \quad \dots\dots\dots (2.9)$$

ここで、 a, b, c は乾燥大気・水蒸気によって異なる定数である。

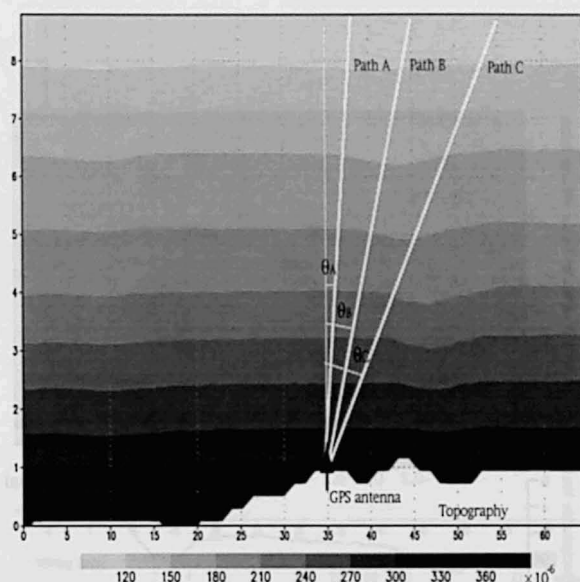


Fig. 2.2.1. Index of Refraction and the Images of Radio Passes from Three Satellites to One Receiver.

2.3. 積雲スケールの水蒸気擾乱とその原因

大石ら²⁾は、一つの積雲を解像できる詳細な雲の微物理過程を考慮した2次元の数値モデルを用いて、豪雨時の積雲中の大気や降水粒子の状態を再現した。その時の積雲の最盛期での大気状態をモデル大気と呼ぶ。モデル大気は1996年6月25日に九頭竜川流域である福井県大野市におけるラジオゾンデ観測にて取得した大気プロファイルを初期値として、積雲の最盛期を計算によって再現したものである。モデル大気作成に用いた数値モデルと初期値の概要をTable 2.2.2に示す。

モデル大気の大気屈折率の空間分布をFig.2.2.1に表す。Fig.2.2.1に示した伝搬経路にそって屈折率を線積分したものがGPSの電波の伝搬経路の増分である大気遅延量である。水蒸気混合比とその鉛直積分値である可降水量の、初期値からの変動をFig.2.2.2に示す。この時、初期値は高度によってのみ変化し、水平方向に一様に分布しているものを用いているので、初期値からの変動は積雲の生起によって生じた擾乱を表している。

Fig.2.2.2から、40km地点～50km地点では可降水量が低下している。この現象は水平距離40～45km付近で上空5～7kmにおいて水蒸気混合比が低下しており、それが上空3～4kmの水蒸気混合比の低下を経ながら伝搬して水平距離45～50km地点で地表に達していることによるものである。この現象が起きる原因を示すために、同時刻での雹の混合比と雨滴の混合比を重ねて表示した図に、風の流線を描き加えたものをFig.2.2.3として示す。この図から、上空5km付近における雹の落下が周りの大気を引きずって、上空5～7kmにおける水蒸気混合比の谷を生起し、それが地表において周囲と比べて低い可降水量となって表れている。また、上空3～4kmで雹が落下して融解したことにより生じた雨滴が周りの大気を引きずって、そこでの水蒸気混合比の谷を生起し、それが地表において低い可降水量となって表れていることがわかる。

Fig.2.2.3に表されているような、水蒸気が増加して谷を形成している部分を抽出することができれば、豪雨の起源として重要な、降水粒子の落下位置を特定することができる。したがって、降水粒子そのものを

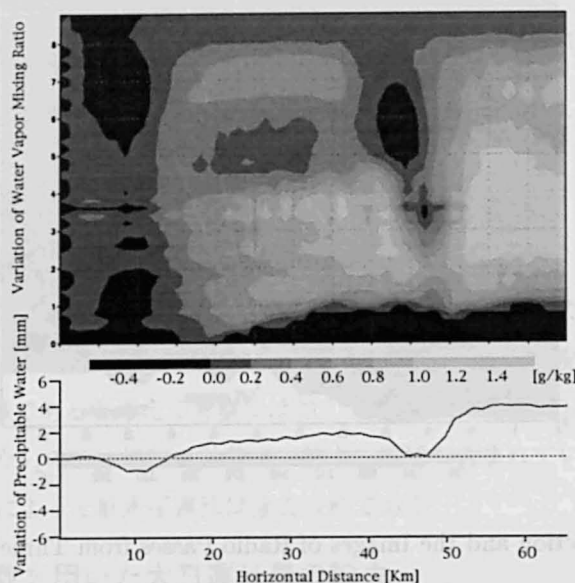


Fig. 2.2.2. Variation of Water Vapor Mixing Ratio and Variation of Precipitable Water.

Table 2.2.2. Environment to Calculate the Model Atmosphere used in Section 2.2,

Atmospheric Dynamic Model	Non Hydrostatic and Incompressive Model
Coordinate	The σ Coordinate is transformed by using Tensor Analysis
Topography	Filtered Real Topography of Kuzuryu River Basin
Grid Scale	Horizontal:1200m, Vartical:200m
Precipitation Particles	Ice crystal, Hail, Graupel, Water droplet represented by number density of each particle Each Particle is classified into a Hundred Class regarding its Radius
Microphysical Processes	Detailed Cloud Microphysical Processes is given.
Observation	June 25, 1996 21JST
Initial Condition	Observed Atmospheric Profile (Temperature, Pressure, Humidity) Moist and Conditional Instable Atmosphere which is Homogeneous Horizontally. No Cloud is given at Initial Condition.
Times in the Model	1800sec. passed situation is called the Model Atmosphere.

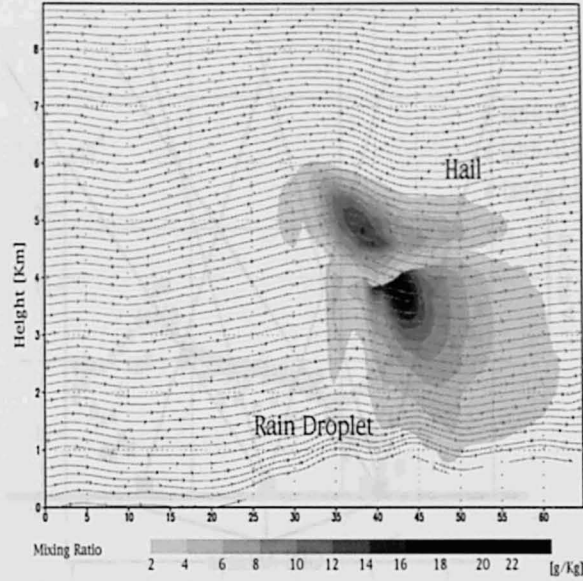


Fig. 2.2.3. Mixing ratio of Hail and Rain Droplet in the Model Atmosphere. The Stream Lines Represent Wind.

見るレーダーに対し、降水粒子による水蒸気の擾乱を見るという役割を担い、それによって降雨のメカニズムの理解を深化させることができる。また、ルーチン観測を行うことができれば、これまでに見ることができなかったスケールの水蒸気変動を見ることができ降雨予測の精度向上にもつながる。

しかし、下層の水蒸気量は上空と比較して多く、さらに **Fig.2.2.2**に見ることができるように、下層の水蒸気擾乱と上空の水蒸気擾乱の水平位置は異なっているため、それらを分離する必要がある。特に、水蒸気の積分値を測定する GPS を用いるときには、今問題としている上空の水蒸気情報を、量として多い下層水蒸気情報の影響を除いて抽出することが課題となる。

この問題に対し、平原ら¹¹⁾は4次元水蒸気トモグラフィー（断層撮影法）構想によって3kmより下の水蒸気について鉛直方向の構造を分析する計画を提案している。

この手法は、**Fig.2.2.4**で示すように、大気を格子に分割し、様々な衛星からの電波を超高密度に展開した受信機にて受信し、それぞれの受信機で観測された大気遅延量の2重位相残差を **Eq.(2.10)**を観測方程式として、格子点に割り振ることにより各セルの屈折率を求める方法である。

$$\begin{aligned}
 \Delta\Phi_{\alpha\beta}^{ij} &= (\Phi_{\alpha}^i - \Phi_{\alpha}^j) - (\Phi_{\beta}^i - \Phi_{\beta}^j) \\
 &\approx \left\{ \left(N_{\alpha} s_{\alpha}^i + \sum N_k s_k \right) - \left(N_{\alpha} s_{\alpha}^j + \sum N_l s_l \right) \right\} \\
 &\quad - \left\{ \left(N_{\beta} s_{\beta}^i + \sum N_m s_m \right) - \left(N_{\beta} s_{\beta}^j + \sum N_{ln} s_n \right) \right\} \\
 &= N_{\alpha} (s_{\alpha}^i - s_{\alpha}^j) + N_{\beta} (s_{\beta}^i - s_{\beta}^j) \\
 &\quad + \sum N_k s_k - \sum N_l s_l - \sum N_m s_m + \sum N_{ln} s_n \cdots \cdots (2.10)
 \end{aligned}$$

ここで、 $\Delta\Phi_{\alpha\beta}^{ij}$ は2重位相残差、 $\Phi_{\alpha}^i - \Phi_{\alpha}^j$ は観測点 α において観測された衛星 i からのGPS搬送波の位相、 N_{α} は、大気の屈折率を n としたとき、 $N = n - 1$ で与えられ、観測点 α における大気の影響を平均した屈折率 n

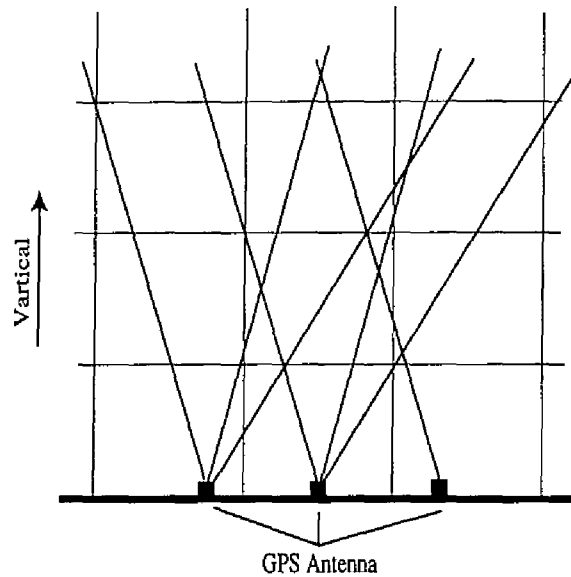


Fig. 2.2.4. Two Dimensional Image of GPS Tomography Method.

による N の値である。 s_{α}^j は衛星 j から観測点 α までの距離、 s_k, s_l, s_m, s_n は Fig.2.2.4 におけるセル内のパスの長さ、 N_k, N_l, N_m, N_n はセル内での N の値である。

この手法では 3km より上空の水蒸気は全可降水量から 3km より下の水蒸気量を減じることでしかわからない。すなわち、豪雨を対象としたメソスケール現象の解明に必要な上空における水蒸気の擾乱を詳細に調査することはできない。また、本手法を応用して上空の水蒸気量を求めることは可能であるが、その場合には超高密度観測を極めて広い範囲に展開することになり、現実的には実現は難しい。

2.4. 上空の水蒸気擾乱抽出手法とその適用

2.4.1. 上空の水蒸気擾乱の高度および水平距離の推定手法とその適用

GPS 衛星は全球の任意の地点で常に 4 つ以上捕捉することができるが、上空の水蒸気擾乱を抽出しその高度と水平距離を推定するためには、そのうち 3 つの衛星からの大気遅延を用いる。ここで、本手法では受信機の位置は既知のものとする。すなわち、本手法を適用する時間スケールでは地殻変動による地面の動きは無視できるものとする。

3 つの衛星からの 1 つの受信機への伝搬経路 A, B, C を Fig.2.2.1 に示した。図に示すように、大気下層では伝搬経路は近接しているので、天頂角の違いによって生じる大気遅延量の違いは、主として上空の水蒸気の影響による。すなわち、上空の水蒸気の擾乱のコントラストを表す、上空の大気遅延量の水平偏差 dAL_{AB} は伝搬経路 A, B の大気遅延量を用いて以下のように表す。

$$dAL_{AB} = \frac{\Delta L_B - \Delta L_A}{\tan \theta_B - \tan \theta_A}, \dots \dots \dots (2.11)$$

ここで ΔL_A , ΔL_B はそれぞれ伝搬経路 A, B の大気遅延量であり、 θ_A , θ_B は伝搬経路 A, B の天頂角である。

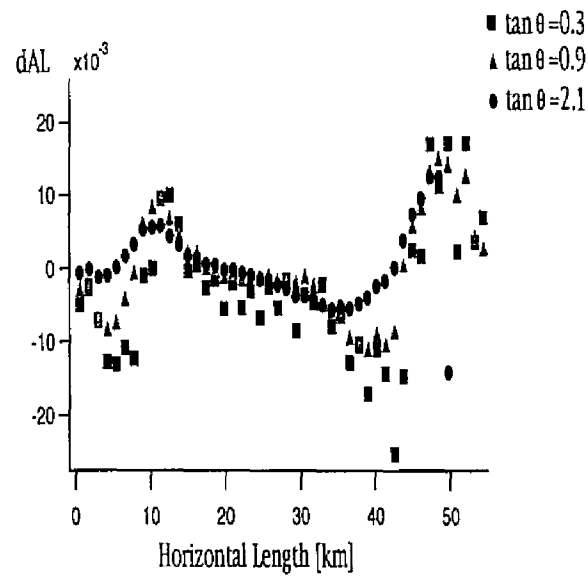


Fig. 2.2.6. Spatial Distribution of dAL which Represents the Contrast of Disturbance of Water Vapor.

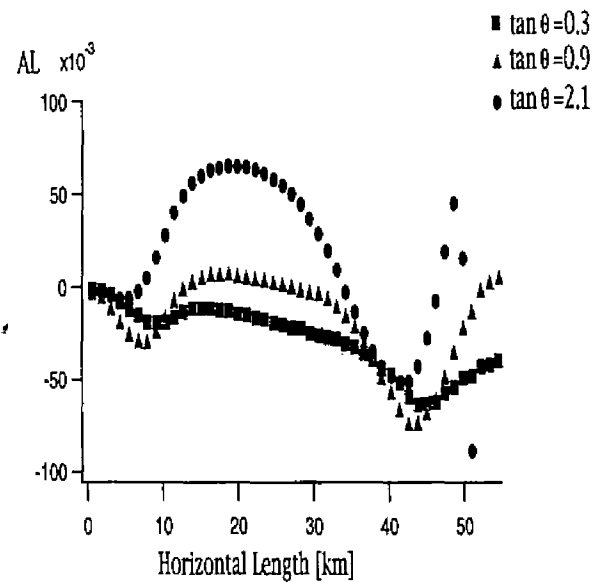


Fig. 2.2.7. Spatial Distribution of AL Which Represents of Disturbance of Water Vapor.

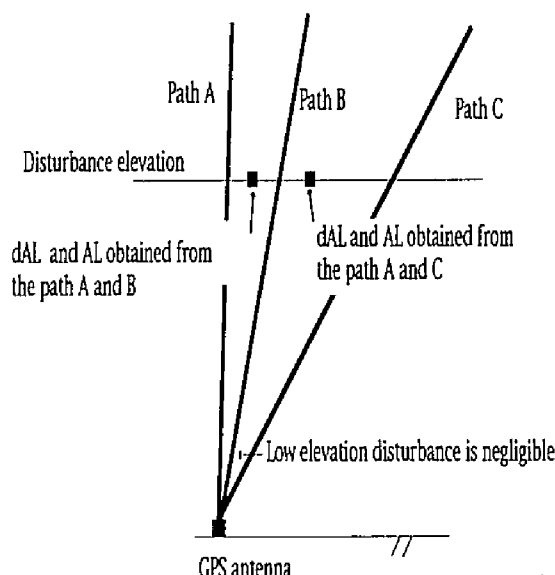


Fig. 2.2.5. Cause of the Phase Difference of Observation Point.

Fig.2.2.6はモデル大気に水平距離間隔 1200m で設置した GPS 観測網によって受信される, dAL_{AB} の空間分布である。ここで θ_A は 0 を用い, θ_B として $\tan \theta$ が 0.3, 0.9, 2.1 を用いて計算された dAL_{AB} を, それぞれ正方形, 三角形, 円で表している。Fig.2.2.7は Eq.(2.12) で表される dAL_{AB} の累積 AL である。 AL_{AB} は, ある基準点からの大気遅延量の差であり, 擾乱そのものを表している。

$$AL_{AB} = \sum dAL_{AB} \times (\tan \theta_B - \tan \theta_A), \dots\dots\dots (2.12)$$

上空の水蒸気擾乱の高度と水平距離を推定するために, Fig.2.2.6あるいは Fig.2.2.7において極小値をもつ点がずれている, すなわち位相差があることを利用する。この位相差は Fig.2.2.5から説明できる。すなわち, 天頂角の違いによって同じものを観測するためには観測する GPS の位置に位相差が生ずるのである。この位相差は擾乱の高度 z の関数となり, Eq.(2.13) で表される。

$$\frac{1}{2}(z - h_C)(\tan \theta_C - \tan \theta_A) - \frac{1}{2}(z - h_B)(\tan \theta_B - \tan \theta_A) = X_C - X_B, \dots\dots\dots (2.13)$$

ここで, X_B , X_C はそれぞれ AL_{AB} , AL_{AC} が極小値をもつ水平距離であり, h_B , h_C はそこでの地形の標高である。

Eq.(2.13) を z に対して解くことにより, 主として降水粒子の影響によって水蒸気が減少している高度を推定することができる。上空で水蒸気擾乱の水平距離は, この高度 z と Eq.(2.14) を用いて推定することができる。

$$X = \frac{1}{2}(z - h_B)(\tan \theta_B - \tan \theta_A) + X_B, \dots\dots\dots (2.14)$$

モデル大気を使用して, この方法で推定した上空で水蒸気が減少している擾乱の高度と水平距離を Table 2.2.3に示す。

Table 2.2.3. Estimated Disturbance Points,

Case	Interval of GPS	$\tan \theta_A$	$\tan \theta_B$	$\tan \theta_C$	Height of Disturbance	Horizontal Distance of Disturbance
A	1.2km	0.0	0.3	0.9	4.9 km	45km
B	1.2km	0.0	0.3	2.1	3.6 km	45km
C	1.2km	0.0	0.9	2.1	3.0 km	44km
D	3.6km	0.0	0.3	0.9	7.0 km	45km
E	3.6km	0.0	0.3	2.1	4.8 km	44km
F	3.6km	0.0	0.9	2.1	3.7 km	43km
G	6.0km	0.0	0.3	0.9	No Phase Difference	43km
H	6.0km	0.0	0.3	2.1	4.3 km	43km
I	6.0km	0.0	0.9	2.1	6.0 km	45km

ここで、位相差から擾乱の高度を求める際には Fig.2.2.7で表された AL を用いた。なぜなら、Fig.2.2.6に示されているように、 dAL は連続する2つの谷が見えることがあるため、様々な要因を考慮しながら高度を決定する必要があるが、 AL は Fig.2.2.7に見ることができるように位相差を簡単に獲得することができるからである。

下層の水蒸気の影響を分離するためには、なるべく小さな天頂角をなす衛星からの大気遅延量を用いることが望ましい。Table 2.2.3の A に示すように超高密度の GPS 観測網を用いた場合には小さな天頂角をなす衛星からの電波を用いることで、よい精度で擾乱の位置を推定することができる。A の場合には、下層の水蒸気の影響はほとんど除去しているので、精度の高い位置推定結果を得ており、高度から推定して擾乱の主要因が雹の落下に起因するものであることがわかる。小さな天頂角をなす衛星が上空に3つ存在する場合はまれであるが、条件に恵まれた場合には、小さな天頂角をなす衛星からの大気遅延量を用いるべきである。

一方で、観測網の密度が小さい場合に小さい天頂角をなす衛星から大気遅延量を用いると、観測網間隔が大きくなることによる誤差が、擾乱の高度の推定誤差に強く影響する。したがって、1km 間隔程度の超高密度の GPS 観測網が展開できないときには、小さな天頂角をなす衛星からの電波を用いない方がよい。このような、超高密度の GPS 観測網が展開できない場合には、小さな天頂角をなす衛星と大きな天頂角をなす衛星からの大気遅延量から求められる AL の位相差を用いる方法が望ましいことが Table 2.2.3の B, E, H に示されている。大きな天頂角をなす衛星からの大気遅延量を用いた AL には、小さな天頂角をなす衛星のそれと比較して下層の水蒸気擾乱が含まれるので、位置推定の精度は落ちる。したがって、雹が落下して生起する水蒸気擾乱の高度であると言い切れず、その雹が融解して雨滴が落下して生起する水蒸気擾乱とを一体とみなしてその位置を求めていることになる。しかし、この方法であれば観測網間隔が大きくなっても擾乱の位置を適切に計算している。

2.4.2. 超高密度 GPS 観測網を用いた場合の水蒸気擾乱の原因の推定

Fig.2.2.6に示されるように dAL において、 $\tan \theta = 0.3$ を用いた場合、水平距離 38km 付近で一度谷を表し、さらに水平距離 42km 付近で2つめの谷が表れているのは、Fig.2.2.2を用いて次のように説明でき

る。すなわち、38km 付近の谷は高度 4.7km から 7km に見える擾乱を表し、42km 付近の谷は高度 3km から 4km に見える小さな、しかしコントラストの強い擾乱を表している。前者が雹の落下による水蒸気低下、後者は雨滴の落下による水蒸気低下に起因するものである。後者が前者より強いコントラストをなしているのは、雨滴になってから周りの水滴を捕捉してさらに発達していることを表現している。

このように、小さな天頂角をなす衛星からの大気遅延を用い、水蒸気擾乱の原因を推定する可能性が示された。

$\tan \theta = 0.9, 2.1$ の時のように天頂角が大きい場合には、下層の水蒸気の影響が含まれてくるので明確な 2 つの谷を見ることができない。このことは、前節で述べたように、天頂角が大きな場合には、擾乱の高さを推定する分解能が低いことに原因がある。

以上をまとめると、超高密度観測網・小天頂角衛星という好条件がそろえば、良い精度で擾乱の位置を推定することができ、また、水蒸気擾乱の起源と、起源となっている物理過程の強弱を推定することができる。好条件がそろうことは非常にまれであるが、今後の集中観測の際などで、そのような場面があれば、本節で述べたような現象を実際の GPS データを用いて検証することは、メソスケールの豪雨現象の理解に向けて大きな意義がある。一方で、擾乱の波長の半分程度の密度の観測網を用いた際にも、ここで提案する擾乱の位置推定手法が有効に機能することが示された。

3. 結語

第2章では洪水制御に対する計画論および豪雨時における新たな大気の観測システムに関して、物理的なアプローチによって、新たな知見と手法を提案してきた。

1.では、洪水防御計画策定の際の基礎資料となる確率降雨に対する上限値を決定するという意味での、可能最大降水量 (PMP) を決定する手法を展開してきた。これは、洪水の生起確率精度向上とフェールセーフを考慮した洪水制御の可能性を追求したものである。ここで、対象としたスケールは都市域の雷雨性集中豪雨に対する PMP 決定を目標として狭域 (数 km^2)・短時間 (10 分間) である。

本手法の特徴は、手法に物理的意味を持たせると同時に多数回の計算をこなすために、1次元積雲対流モデルを用いていることである。これらを両立することによって手法の信頼性の向上をはかった。これらの両立のために1次元積雲対流モデルを用いたことによる問題点を解決するために、モデルを雨滴生成プロセスと降雨プロセスに分割したことが、新たに狭域・短時間の PMP を推定する方法論としての本手法を確立したといえる。最後に、本手法を用いて近畿地方の狭域・短時間の PMP として10分間で80mmという値を推定した。この推定結果は本手法で用いている物理的基礎と、既往最大10分間降水量との比較から、十分信頼できるものであると確信する。

本節で展開した豪雨の雲物理的構造解析の応用とは、すなわち、雲物理モデルを用いて豪雨の量を推定するものである。このような非日常的な現象を定量的にとらえる際には、雲物理モデルの適用限界を意識して考察を行う必要がある。その意味において本節で扱った PMP のスケールは、1次元積雲対流モデルが理論的に適応できるものであった。今後、本手法を基礎にして PMP のスケールアップを図る際にも用いる物理モデルの適用限界に十分注意しながら、考察を行う必要がある。

2.では、新たな水蒸気の観測手法である GPS の大気遅延量に注目して、積雲スケールの水蒸気擾乱を調査する手法を展開してきた。本手法の特徴は、GPS を用いて検討されてきたスケールと比べて、きわめて詳細なスケールに注目していること、測地の誤差要因となる水蒸気量が下層では多いことから注目を集めてきた下層水蒸気の擾乱ではなく、降水過程と密接な相互作用をなしている上空の水蒸気擾乱に注目していることである。

本節では特に、豪雨を引き越す降水粒子の落下に起因する上空の水蒸気擾乱の位置推定手法を展開し、それを第1章で求められた積雲スケールのモデル大気を用いることで、可能性と適用限界を調査した。調査の結果、水蒸気擾乱の波長の半分程度の観測網を用いれば、水蒸気擾乱の位置を適切に推定できる手法であり、きわめて高密度な観測網を展開することができれば、精度の良い水蒸気擾乱の位置推定とその擾乱の起源となっている物理過程の特定をも可能にする手法であることが示された。

本節で考察した豪雨の雲物理的構造解析の応用とは、すなわち、GPS という新たな水蒸気観測システムが、豪雨を形成している雲物理過程の一部を観測する方法として機能するための方法論を提示したことである。その時に、雹の落下とその融解に伴う雨滴の落下という降雨の直接的原因を観測したいという要求を貫き、水蒸気の経路積分情報を取得するという GPS の特徴を適切に利用した。本節では、モデル大気を用い

た観測可能性の調査を行ったわけであるが、今後は実際の GPS データを用いて本手法の実測的研究を行い、測定精度の向上を図ることで、高密度観測網が展開されている伊豆半島などでルーチンの観測を行うことの可能性を追求していきたい。

以上を本章の結びの言葉とする。

参 考 文 献

- 1) 岩淵哲也・内藤勲夫 (1997): 国土地理院 GPS/SINEX データに基づく鉛直測位誤差の評価, GPS による日本列島の水蒸気可降水量情報のデータベース化と気象学, 環境科学, 水文学への利用に関する研究会要旨集, pp.42-44.
- 2) 大石哲・高橋輝明・中北英一・池淵周一 (1997): 積雲モデルを用いた梅雨前線帯降雨に対する地形の影響の評価, 京都大学防災研究所年報, 第 40 号 B-2, (印刷中)。
- 3) 大石哲・中北英一・池淵周一 (1997): GPS を用いた積雲スケールの水蒸気擾乱抽出手法に関する研究, 土木学会水工学論文集 (投稿中)。
- 4) 科学技術庁研究開発局海洋地球課 (1997): GPS 気象学による水蒸気情報システムの構築と天気予報・地震予知研究・陸水研究への応用に関する調査 最終報告書。
- 5) 桑原英夫 (1982): 日本で起こりうる最大短時間雨量について, 天気, vol.29 no.7, pp.37-45.
- 6) 島田誠一・日置幸介 (1997): GPS 解析ソフトウェアの改造, GPS による日本列島の水蒸気可降水量情報のデータベース化と気象学, 環境科学, 水文学への利用に関する研究会要旨集, pp.54-56.
- 7) 辻基宏 (1997): 境域・短時間の可能最大降水量 (PMP) 推定に関する研究, 京都大学大学院工学研究科環境地球工学専攻修士論文。
- 8) 辻基宏・大石哲・中北英一・池淵周一 (1997): 雨滴生成量を考慮した短時間 PMP 推定に関する一考察, 土木学会水工学論文集, 第 41 巻, pp.135-140.
- 9) 辻基宏・大石哲・中北英一・池淵周一 (1997): 狭域・短時間の可能最大降水量 (PMP) 推定手法に関する研究, 京都大学防災研究所年報, 第 40 号 B-2, (印刷中)。
- 10) 中村一 他 (1997): GPS 大気遅延量推定に及ぼすローカルな水蒸気量変動の評価に関する研究, GPS による日本列島の水蒸気可降水量情報のデータベース化と気象学, 環境科学, 水文学への利用に関する研究会要旨集, pp.7-9.
- 11) 平原和朗・津田敏隆・宮崎真一・畑中雄樹 (1997): 国土地理院全国 GPS 観測網を用いた大気トモグラフィ構想, GPS による日本列島の水蒸気可降水量情報のデータベース化と気象学, 環境科学, 水文学への利用に関する研究会要旨集, pp.57-59.
- 12) 日置幸介 (1996): GPS による大気遅延経度の推定 (1) Bernese GPS ソフトウェアへの組み込み, 日本測地学会第 86 回講演会要旨, pp.107-108.
- 13) 矢島啓・辻基宏・池淵周一・中北英一 (1996): 積雲対流モデルを用いた短時間可能最大降水量 (Probable Maximum Precipitation) 推定手法の検討, 水文・水資源学会誌, 第 9 巻, 第 2 号, pp.143-142
- 14) Bar-Sever, Y.E., A.J. Boerjesson and P.M. Kroger (1997): Modeling Azimuthal Variations in Troposphere Delay, *Proc. ION Technical Meeting*, (in press).

- 15) Ferrier, B.S and R.J. Houze (1989) : One-Dimensional Time-Dependent Modeling of GATE Cumulonimbus Convection, *J.Atmos.Sci.*, 46, pp.330-352.
- 16) MacMillan, D.S. (1995): Atmospheric Gradients from Very Long Baseline Interferometry Observation, *Geophys. Res. Lett.*, 22, pp.1041-1044.
- 17) Neil, A.E (1996): Global Mapping Functions for the Atmospheric Delay at Radio Wavelengths, *J. Geophys. Res.*, 101, pp.3227-3246.
- 18) Oishi, S., Y. Kitani, E. Nakakita and S. Ikebuchi (1996) : Study on Effects of Updraft on Precipitation Processes Using Two-Dimensional Cumulus Model, *Journal of Hydrosience and Hydraulic Engineering*, Vol.14, No.2, pp.81-88.
- 19) Owens, J.S. (1967): Optical Refractive Index of Air - Dependence on Pressure, Temperature and Composition, *Appl. Opt.*, 6, pp.51-58.
- 20) Rutledge, S.A, P.V. Hobbs (1983) : The Mesoscale and Microscale Structure and Organization of Clouds and Precipitation in Midlatitude Cyclones. VIII: A Model for the 'Seeder-Feeder' Process in Warm-Frontal Rainbands, *J. Atmos. Sci.*, 40, pp.1185-1206.
- 21) Rutledge, S.A and P.V. Hobbs (1984) : The Mesoscale and Microscale Structure and Organization of Clouds and Precipitation in Midlatitude Cyclones. XII: A Diagnostic Modeling Study of Precipitation Development in Narrow Cold-Frontal Rainbands, *J. Atmos. Sci.*, 41, pp.2949-2972.
- 22) Soong, S.T. and Y. Ogura (1973) : A Comparison between Axisymmetric and Slab-Symmetric Cumulus Cloud Model, *J. Atmos. Sci.*, 30, pp.879-893.
- 23) Thayer, G.D. (1951) : An Improved Equation for the Radio Refractive Index of Air, *Radio Science*, Volume 9, Number 10, pp.803-807.
- 24) Weisman, M.L. and J.B. Klemp (1982) : The Dependence of Numerically Simulated Convective Storms on Vertical Wind Shear and Buoyancy, *J.Atmos.Sci.*, 110, pp.504-520.
- 25) World Meteorological Organization (1986) : Manual for Estimation of Probable Maximum Precipitation, *Operational Hydrology Repo.*, No.1.

第 3 章

情報工学的推論手法による短時間豪雨予測手法の開発

第3章では実時間洪水制御を支援することを目標に、推論による短時間豪雨予測手法を提案し、その適用可能性と問題点について考察する。

第3章の構成を以下に述べる。1.では、実時間洪水制御を行う管理者からの、短時間降雨予測手法に対する要請について論じる。それをうけて、本研究で用いる推論手法に対し解説を加えた後、本章のアプローチの妥当性と有効性について述べる。2.では、洪水制御支援システムを開発する際に、従来型エキスパートシステムを用いることの問題点と、その解決方法を述べる。その後、定性的な降雨予測情報を出力して実時間洪水制御支援を行う可能性について、流出モデルを定性的に表現したモデルを用いて論じながら、定性推論の詳細について説明する。3.では、豪雨生起を推論する際の重要な情報であるにもかかわらず実時間で取得することが困難な情報である、総観規模の気象と地形によって影響を受けた局地風の推論手法を提案する。4.では推論により豪雨生起・発達・衰弱を予測するモデルを提案し、それを実際の豪雨に適用して、その予測可能性と問題点を考察する。最後に5.で、本章の全体を簡単に示し、本章で提示した手法の問題点とその解決方法についてまとめることで、本章を結んだ。

1. 短時間豪雨予測手法に対する情報工学的推論手法の役割

1.1. 洪水制御支援の立場からの短時間豪雨予測手法に対する要請

本節では河川管理者とのインタビューを通して得た実時間洪水制御支援システムの望ましい姿について考察し、本論文で提案する短時間降雨予測手法の妥当性を論じる。

河川管理者が実時間洪水制御支援システムに期待する機能として、

- 1 正確な予測を行うこと、
- 2 予測を導く手法が理解可能であり、実時間で予測値の妥当性を判断することができること、
- 3 入出力など予測以外の煩雑な作業からは解放されていること、

があげられる。

まず、1の予測精度の問題について述べる。緒論でも述べたように洪水制御を支援するための短時間降雨予測手法として最も理想的なものは、6時間程度の予測先行時間をもって流域内の定量的な降雨の時空間分布を出力することができるものである。しかし、対象としている現象に対する現時点での理解が進んでいないことや、実時間での情報収集体制および計算機資源の問題からその実現は困難である。そこで、本研究で開発する短時間降雨予測手法には次の2つの制約を設けた。すなわち、予測対象を洪水制御を要するような豪雨に限定し、そのような豪雨の生起時間・生起場所、発達、衰弱という定性的な予測を行うことにした。

このような2つの制約を設けて短時間降雨予測を行う理由を以下に述べる。Fig.3.1.1のようなハイドログラフを生起するような雨が流域に降った場合、流域内の基準地点での流入量増加幅は流出の遅れ時間までの操作で対応できるものであることが多い。一方、Fig.3.1.2のようなハイドログラフで、降雨の立ち上がりを予測していなかった場合には降雨生起後に操作方針を変更しても間に合わないことになる。貯水池を用いた洪水制御を行っている場合、貯水池容量に余裕がないときにはこのような降雨の立ち上がりの予測は河川管理者にとって必要不可欠のものである。

理想的には、Fig.3.1.1のような降雨も予測できることが望ましいことは言うまでもないが、予測が洪水制御に与える効果の大きさと緊急性から、Fig.3.1.1の降雨については、そのハイドログラフがFig.3.1.2のように立ち上がらないことだけが予測できれば、洪水制御に対して非常に有効な情報となる。

一方、相関係数で表される流量予測の定量的精度と予測情報の有効性に関して述べると、Fig.3.1.3のような予測情報とFig.3.1.4のような予測情報を比較した場合、前者の方が相関係数は高いが後者の方が貯水池操作支援のための流量予測情報としては有効である。なぜなら、前者では河川管理者は急激な流入量の立ち上がりがあることを事前に知ることはできないが、後者であればそのような流入量の立ち上がりがあることを予見しながら操作判断をすることができるからである。このような流入量の急激な変化は局地的に突発的に生起する豪雨によってもたらされることが多い。したがって洪水制御支援の立場に立てば定性的な豪雨の生起・分布予測を行うことは、極めて重要な情報提供につながる。

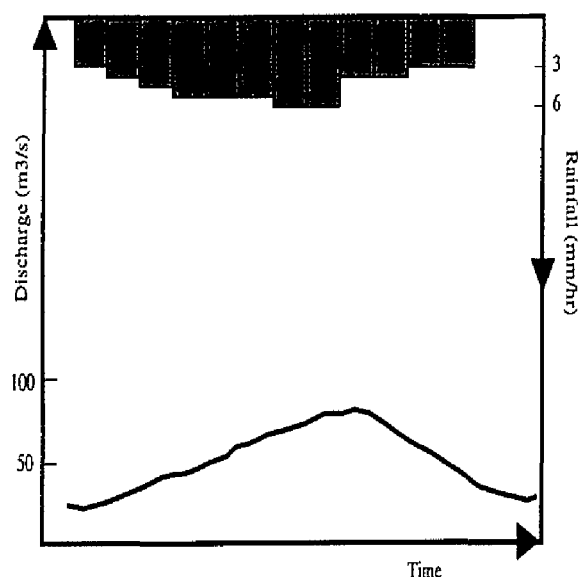


Fig. 3.1.1. Schematic Figure of Hydrograph which is Easy to Control without Forecast.

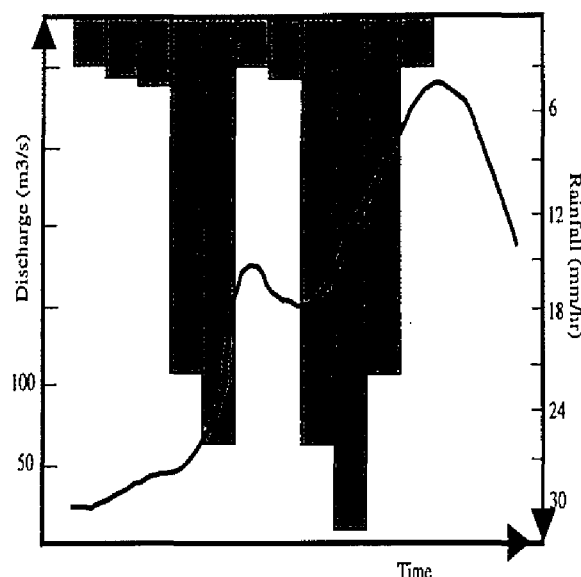


Fig. 3.1.2. Schematic Figure of Hydrograph which is Difficult to Control without Forecast.

次に、2の予測手法の理解可能性について述べる。河川管理者とのインタビューの中で、理解できない予測システムから出力された予測では信用することができないため、実時間で用いることはできないという回答を得た。したがって、予測手法が理解可能か否かは予測手法の適用問題にとって本質的である。すなわち、非常によくあたるけれどその過程が不透明な予測手法は、実際の洪水制御の場面で使用されることはないのである。

一方、椎葉・中北⁷⁾は実時間予測手法の開発に関する考え方として、「よくあたる」ことを第一にあげながらも、その安直な理論的簡単さを否定している。すなわち、理論は複雑でも合理的であり、計算機の助けを借りれば短時間に計算できる手法を望ましいとしている。このことは、事前に理解可能な予測手法であれば実時間でその詳細について理解する必要はなく、計算機を通して予測を行えばよいと理解できる。本研究で提案する手法もこの考えに共鳴するものであり、降雨を形成している物理過程を陽に表現し、事前にその構成を詳細に知ることができる推論手法を目指している。

最後に3については、本論文の対象範囲からはずれることであるが、支援システムを構成するために必要なデータ通信管理について簡単に述べる。現在の情報・通信科学とそのためのインフラ整備の進行状況を考えると、以前の集中型ダムコンピュータによる水文諸量の管理を更新し、ネットワークに繋がったクライアント-サーバ形式のコンピュータシステムの使用が水文諸量を管理するうえで望ましい。さらにマルチタスクOS（オペレーティングシステム）上でこれらが稼働しており、水文諸量を管理するソフトがその情報をテキスト形式で出力できれば、支援システム専用のコンピュータがネットワークを介してその情報を取得することが可能である。すでにこのような水文諸量の管理方式を運用している河川管理者が居り、そこでは流域以外の様々な水文・気象諸量もネットワークから取得している。このような方法をあらゆる管理者が取ることが望ましいが、それは本論文の対象とするところではない。

上述してきた、河川管理者が実時間洪水制御支援システムに期待する機能のうち1, 2を満足するものとして、大石¹⁾、大石・池淵²⁾、Oishi and Ikebuchi¹²⁾、大石³⁾ および Oishi and Ikebuchi¹³⁾ をもとに、

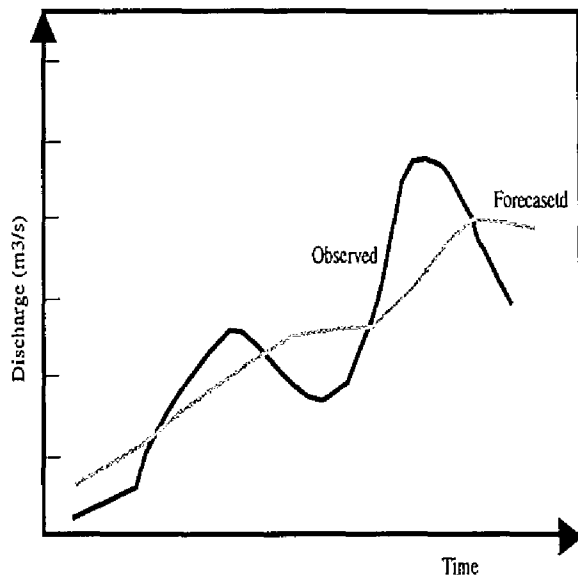


Fig. 3.1.3. Schematic Figure of Observed Hydrograph and Forecasted One. Correlation Coefficient among them is Higher.

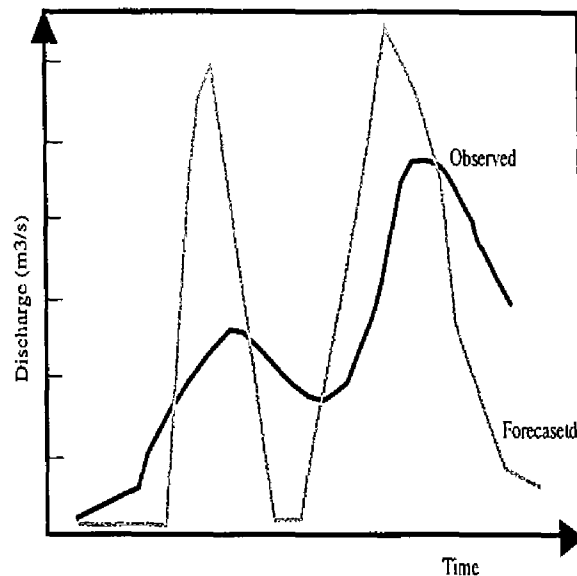


Fig. 3.1.4. Schematic Figure of Observed Hydrograph and Forecasted One. Correlation Coefficient among them is Lower.

情報工学的推論手法を用いた定性的な短時間降雨予測手法をここに展開する。本手法は洪水制御を必要とするような豪雨現象を支配している降水物理過程を定性的に表現した知識ベースを用い、推論エンジンを使用して推論によって降雨の生起を予測するものである。

本論文で提案する短時間降雨予測手法は他に例を見ないものであるが、上述してきた洪水制御に有効な予測情報を出力でき、かつ雲物理学・大気力学・熱力学の諸過程を表現しているため理論的にも妥当なものである。それは現業の気象予測において数値的な予測が困難なメソスケールの様々な現象を予測するためにメソ天気系概念モデル⁶⁾を当面のアプローチ方法としていることから説明付けられる。

さらに推論を用いた定性的な予測手法を用いると、実時間での予測妥当性の説明を行うことが可能となる。詳しくは4.6.で述べるが、情報工学的推論手法では以下のようにして説明機能を付加している。すなわち推論結果がなぜ起こったかを知るためには推論を逆向きに適切な推論の起源まで遡る。そして、その推論過程を順番に並べることでAであるからBとなり、さらにCとなりという説明とすることができるというものである。このような説明機能により、実時間で予測妥当性を理解することが実現できる。また、予測結果に誤りがあった場合にその起源を探して修正し再度予測を行って誤りを後に長引かせることがないようにする機能も、推論を逆向きに遡る Back Tracking 手法を用いて確保する。

2. 主要な情報工学的推論手法の概要

本節では、本論文で提案する短時間降雨予測手法に用いた推論手法を概説し、その一般的性質について述べる。その後、大石ら¹⁾が提案した定性推論を用いた洪水制御支援システムを用いて、本論文が提案する短時間降雨予測手法によって洪水制御支援情報が獲得できることを同例から説明する。あわせて、定性推論の具体的適用方法を述べる。

本論文が提案する情報工学的推論手法を用いた定性的な短時間降雨予測手法は、大気・水文諸量の観測値を定性的に解釈し、その結果を用いて降水物理過程にしたがって豪雨の生起時間・生起場所、発達、衰弱を予測するものである。このような定性的な予測を出力することは、人間が定性的に現象や現況を判断して、それを自らの思考過程において並べ換えて筋書きをつけて予測とする方法で自然に行っていることである。同様の行為は現業の気象予測の中でも行われており、特に地域に密着した現象ではメソ天気系概念モデルと呼ばれている。このような思考過程は計算ではなく推論 (reasoning) に属する。

人間の頭脳の中の推論過程は人工知能の分野で研究が行われている。あらゆる事柄を人間のように処理する汎用の人工知能の開発はいまだ研究途上であるが、認識する、記憶する、学習する、推論するなどの人間の頭脳の個々の機能は人工知能モデルによってシミュレートすることができ、計算機上で実現されてきた。

従来より、ある領域に固有の知識を蓄えてそれをルールベース化し推論を行う方法はエキスパートシステムとして実現されてきた¹⁰⁾。最初のエキスパートシステムは MYCIN¹¹⁾ と呼ばれるもので人間の症状を尋ねて、結果として病名を推論するものであり、そこには医療のエキスパートとしての医師の知識が知識ベースとして蓄えられていた。

従来型のエキスパートシステムは、エキスパートから知識を得てそれをルールとしていたわけであるが、この方法では、知識を提供することができるエキスパートの存在と、彼らが知識を知識ベースに掲載する形式で伝えることが必要となる。しかし、エキスパートは常に存在するとは限らない。短時間降雨予測はまさにこのような問題である。一方、エキスパートからの知識獲得が可能となったときでも、その知識は対象の僅かな変更に対応できない可能性がある。それは経験的に得られた知識や、獲得してからすでに時間がたちすでに途中の過程を説明できなくなっている知識では、知識が Black Box 化していることが多いため顕著になる。すなわち、A 山に雲がかかったら B 地区に雨が降るという知識があったとしても、それは別の地域には適用できないと言うことである。このような知識を「浅い知識」と呼ぶ。一方、対象とするシステムが本質的に有する構造に対する知識を「深い知識」と呼ぶ。

短時間降雨予測問題では知識獲得の問題から「浅い知識」を用いたエキスパートシステムでは対応できない。この問題はエキスパートシステムに固有の知識獲得のボトルネック (Knowledge Acquisition Bottleneck) と呼ばれるものであり、短時間降雨予測問題以外でも問題とされてきた。

この問題を解決するために「深い知識」を用いた知識ベース推論システムが提案され、モデルベース推論 (Model Based Reasoning, MBR) と呼ばれて特に故障診断などの場面で用いられてきた。モデルベース推論は対象の構成に関する深い知識を用いて対象の因果関係を記述し、それを用いて推論を行うものである。

短時間降雨予測問題に関して言えば、降水物理過程である雲物理過程や大気力学・熱力学過程のモデルを、その因果関係にしたがって記述したものである。豪雨をもたらす降水物理過程はすでに理解されていることと、いまだ解明が進んでいないものが混在している。すなわち、今後解明が進んでいく分野である。モデルベース推論では対象の「深い知識」を用いた推論を行っているため、このような発展途上の知識が深化・改善されていくにしたがって知識を拡張していっても、それ以前の知識と矛盾を起こすことがない。このようにモデルベース推論は降雨予測問題に利用できる特徴が多い。したがって、ここではモデルベース推論を用いた短時間降雨予測手法を展開する。

Scarl¹⁴⁾ はモデルには3つのタイプがあると述べている。すなわち、(1) 数学モデル、(2) 確率モデル、(3) 因果モデルである。上述したモデルベース推論の知識ベースとなるのは(3) 因果モデルである。一方、降水物理過程の基礎である雲物理過程、力学・熱力学過程はこれまで式を通して表現されてきていることが多く、(1) 数学モデルが占める割合が高い。したがって数学モデルを因果モデルに変換する必要がある。これを知識ベース推論のもう1つの拡張である定性推論 (Qualitative Reasoning, QR) の手法を用いて行う。

定性推論の概略はこれまで数値計算による定量的なシミュレーションを、その表現する物理構造に注目して定性的に行うことを目指したものであり、モデルベース推論における深い知識を定式化されたシステムから獲得しようとするものである。例えばシステム内のパラメータの定性的因果関係は把握されているが、その定量的関係がわからないときに、定性的因果関係だけを用いてシステム全体の挙動を推論できる場合が少なくない。小規模なシステムの場合には人間が独自に行うことが可能であるが、大規模なシステムに適用する際には計算機による支援が望まれる。その場合に定性推論の手法が活用される。

定性推論の内容については、抽象的な理論を展開しても詳細を簡明に説明することが困難であり、具体例を用いて説明することが理解を大幅に向上させる。したがって、以下に流出予測手法を定性的にモデル化したものを用いて、定性推論を説明する。

2.1. 定性推論の理論

定性推論において対象となる量 (amount) とその増加割合 (導関数, rate) を定性的表現 (Incremental qualitative value, IQ value) で表現する。定性的表現とは定量値が境界標 (level point) に対して大 (U あるいは [+]) か、同等 (C あるいは [0]) か、小 (D あるいは [-]) か、わからない (?) を表現したものである。境界標とはその値を境に系の定性的状態を変えるようなものが選ばれる。定性的表現によって表現された値はその演算規則によって、演算可能である。演算規則を Fig.3.2.1に示す。ここで、Fig.3.2.1に示した定性演算規則は、定性値 A と B の和と積についてその結果を表したものである。

2.2. 定性推論を用いた流出予測手法

ここでは大石ら¹⁾の方法を例に使って、定性推論を用いた流出予測手法を説明する。本手法は実時間流出予測手法として一般的な貯留関数法を定性的に表現して、流出の増加現象を予測するものである。

貯留関数法の基礎式は次の式で与えられる。

$$\begin{cases} \frac{ds}{dt} = r' - q \\ s = kq^p \end{cases} \dots\dots\dots (2.1)$$

ここで、 s は流域の貯留高 [mm/h], t は時間, r' は遅れ時間を考慮した流域平均降雨高 [mm/h], q は流出高 [mm/h], k, p は定数である。この方程式の1次微分は Eq.(2.2), 2次微分は Eq.(2.3) となる。

A	B	Result	
C	C	C	
C	U	U	
C	D	D	When *
U	U	U	if + and if Rate(A)>Rate(B) then IQ(A)
U	D	(* See right)	if Rate(A)<Rate(B) then IQ(B)
D	C	D	if * then
D	U	(* See right)	U * D = D
D	D	D	D * U = D

Fig. 3.2.1. Elementary Operation of IQ. It Means $IQ[A] + IQ[B] = IQ[result]$ or $IQ[A] \cdot IQ[B] = IQ[result]$.

$$kpq^{p-1} \frac{dq}{dt} = r' - q \dots\dots\dots (2.2)$$

$$kpq^{p-1} \frac{d^2q}{dt^2} = \frac{1-p}{q} (r' - \frac{2-p}{1-p} \cdot q) \frac{dq}{dt} + \frac{dr'}{dt} \dots\dots\dots (2.3)$$

この2つの式により、1次微分に関する IQ value は Eq.(2.4)、および2次微分に関する IQ value は Eq.(2.5) となる。

$$IQ(\frac{dq}{dt}) = IQ(r' - q) \dots\dots\dots (2.4)$$

$$IQ(\frac{d^2q}{dt^2}) = IQ(r' - \frac{2-p}{1-p} \cdot q) \cdot IQ(\frac{dq}{dt}) + IQ(\frac{dr'}{dt}) \dots\dots\dots (2.5)$$

ここで、定数 p, q は既知であり、 r' と q の現時間までの値は与えることができるので、現時点での $IQ(dq/dt)$ と、 $IQ(d^2q/dt^2)$ を得ることが可能である。この式系を用いるときの $IQ(dq/dt)$ と、 $IQ(d^2q/dt^2)$ の関係を Fig.3.2.2に示す。この式により、現時点から次時点までの予測が可能になる。たとえば、

$$\begin{aligned} & IQ(r' - q) = U \quad \text{and} \quad IQ(r' - \frac{2-p}{1-p} \cdot q) = U \quad \text{and} \quad IQ(\frac{dr'}{dt}) = U \quad \dots\dots\dots (2.6) \\ & \Rightarrow \quad \quad \quad IQ(\frac{dq}{dt}) = U \quad \quad \text{and} \quad IQ(\frac{d^2q}{dt^2}) = U \end{aligned}$$

ここで、Eq.(2.6) の上段は条件節、下段は結果節を表す。すなわち、有効降雨量が流出量より多く、かつ $(2-p)/(1-p) \cdot q$ よりも多く、かつ有効降雨の時間増加率が正であるときには、次時間での流出量は増加し、その増加率も増す。

この方法は推論したい IQ value が陽 (explicit) であるので、左辺に既知の IQ value を代入することで、演繹的に推論を行なうことを可能にしている。

2.3. 流出予測手法の適用と定性的な短時間降雨予測手法の支援可能性

前節で述べた定性的な流出予測手法を秋雨前線性降雨のあった1989年9月6日20時から翌7日15時の河川の流出推定に適用した¹²⁾。具体的には上流に2つのダムを持つ貯水池への流入量の増加・減少を上流

$\frac{dq}{dt} \left(r' - \frac{2-p}{1-p} q \right)$	降雨量が増す [+]	降雨量は横ばい [0]	降雨量は減る [-]	
[+] $dq/dt = [+]$ の時 $dq/dt = [-]$ の時	Total [+] 増加率が増す ↗ 減少率が減る ↘	Total [+] 増加率が増す ↗ 減少率が減る ↘	Total [?] 増加率が減る ↗ 減少率が増す ↘	$r' - \frac{2-p}{1-p} q > 0$ $r' - \frac{2-p}{1-p} q < 0$
[0] $dq/dt = [+]$ の時 $dq/dt = [0]$ の時 $dq/dt = [-]$ の時	Total [+] 増加率が増す ↗ 増加率が増す ↗ 減少率が減る ↘	Total [0] このまま移行 → このまま移行 → このまま移行 →	Total [-] 増加率が減る ↗ 減少しそう ↘ 減少率が増す ↘	$r' - \frac{2-p}{1-p} q = 0$ $r' - \frac{2-p}{1-p} q = 0$ $r' - \frac{2-p}{1-p} q = 0$
[-] $dq/dt = [+]$ の時 $dq/dt = [-]$ の時	Total [?] 増加率が増す ↗ 減少率が減る ↘	Total [-] 増加率が減る ↗ 減少率が減る ↘	Total [-] 増加率が減る ↗ 減少率が増す ↘	$r' - \frac{2-p}{1-p} q < 0$ $r' - \frac{2-p}{1-p} q > 0$

Fig. 3.2.2. Qualitative Matrix which is the Rule of the Qualitative Flood Forecasting Method.

ダムからの流出量と時間降雨量を入力として推定した。上流ダムからの流出量は、影響が大きいと判断された場合にその増加・減少 ($IQ(q_1)$, $IQ(q_2)$) を用いた。すなわち、前節で述べた流出予測手法で求められた $IQ(q)$ に上流ダムからの流出量の増加・減少を加えて

$$IQ(q_{total}) = IQ(q_{rain}) + IQ(q_1) + IQ(q_2), \dots\dots\dots (2.7)$$

とした。また、流出予測手法における遅れ時間は1時間とした。

実際に貯水池に流入した量と、その定性的挙動の予測結果（矢印）を Fig.3.2.3に示す。予測は1時間毎に行っており、予測に変化が生じたときだけ矢印を記載してある。23時において、実際の流量は増加しているにもかかわらず予測は下向きであった以外は、予測された流量挙動と実際の流量の挙動はよく一致している。このことから、上述してきた流出モデルを定性的に用いることで、1時間毎の降雨の定性的挙動を6時間の先行時間をもって予測することができれば、7時間先までの貯水池への流入量の波形を得ることができるといえる。すなわち定性的な短時間降雨予測手法によって豪雨の生起時間・生起場所、発達、衰弱が予測できれば、洪水波形を予測することが可能となり、1.1.で述べた流出の立ち上がり予測を可能にし、洪水制御に対して極めて重要な情報となる。

本節では定性的な短時間降雨予測から、定性的な流出予測手法を通して洪水制御を支援する有効な情報である洪水波形を予測することが可能であることを示した。本節で得られた可能性をもとに本章の以下では、定性的な降雨予測手法を提案しその予測可能性を考察する。

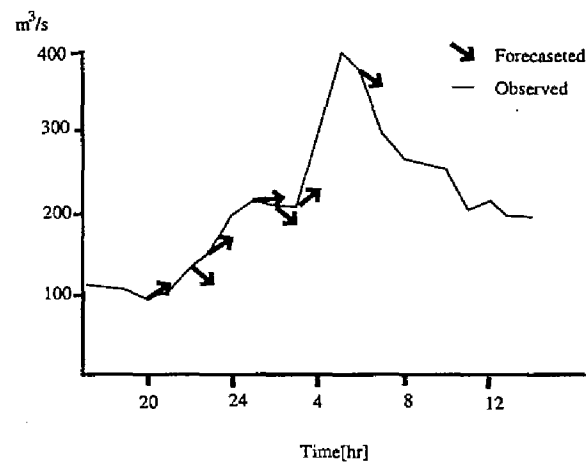


Fig. 3.2.3. Hydrograph with the Qualitative Movement (arrows) which are Showing the Forecast of its Movement.

3. 定性推論を用いた水平風・鉛直風の挙動推論

本節では、Oishi and Ikebuchi¹³⁾ より、定性推論の手法を用いた、水平風・鉛直風の挙動に関する推論手法を提案し、その詳細について説明する。この推論は、4.のメソスケール水平風診断、メソスケール鉛直風診断に用いられる。

以下、推論手法の詳細について述べ、その後、例を挙げて説明する。

3.1. 推論手法

定性的な風の挙動推論は、以下の流れで行う。

- 1) 気象庁領域モデル (Regional Spectral Model, RSM) の格子点値 (Grid Point Value, GPV) から、水平風成分を取得する。同時に数値標高データ (Digital Elevation Map, DEM) から地形情報を取得する。
- 2) 水平風が地形の影響によって変化する様子を推論する。
- 3) 斜面と収束の影響を推論する。
- 4) 斜面と収束の影響から鉛直風の生起を推論する。

まず、地形の影響を受けた場合の水平風について推論を行う。風は山岳地形に衝突した場合、それに周り込むような風となるという仮定を設ける。この仮定は経験的に正しいと考えられる。それは以下の式で表現できる。

$$\begin{cases} [u^*] - [u] = -[K][\partial h / \partial x] \\ [u^*] \neq -[u] \\ [v^*] - [v] = -[K][\partial h / \partial y] \end{cases} \quad \dots\dots\dots (3.1)$$

ここで、括弧内の変数は定性変数であることを表わしている。すなわち、その値は正 [+]・ゼロ [0]・負 [-] のいずれかである。 u, v は GPV から取得した水平風の主風速方向成分とそれに垂直な成分である。したがって、常に $[u] = [+]$, $[v] = [0]$ であるように座標系を設定する。 u^*, v^* は地形の影響を受けた水平風を表わし、 h は地形標高、 K は正の値を持つ係数である。この Eq.(3.1) によって水平風が地形の影響によって変化する様子を推論する。

次に、斜面と収束の影響を推論し、それから鉛直風の生起を推論する。風の連続式として一般的な Eq.(3.2) を基礎式として用いる。

$$\frac{\partial \rho_0 u}{\partial x} + \frac{\partial \rho_0 v}{\partial y} + \frac{\partial \rho_0 w}{\partial z} = 0, \quad \dots\dots\dots (3.2)$$

ここで、 u, v, w は風速の x, y, z 成分である。 ρ_0 は擾乱を無視した空気の密度である。地形を導入するために s 座標を設定する。すなわち、

$$s = \frac{z - h}{H - h}, \quad \dots\dots\dots (3.3)$$

で表現される鉛直方向の s 座標を用いる。ここで、 H は想定している大気の層の高さであり、ここでは対流圏高度であると考えればよい。Eq.(3.3) を Eq.(3.2) に入れて変形すると、 s 座標系での風の連続式から Eq.(3.4) を求めることができる。

$$\frac{\partial \rho_0 \omega}{\partial s} = -\rho_0 \left\{ \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right\} + \frac{\rho_0}{H-h} \left\{ u \frac{\partial h}{\partial x} + v \frac{\partial h}{\partial y} \right\}, \dots\dots\dots (3.4)$$

ここで、 ω は s 座標系の鉛直風速である。Eq.(3.4) の右辺第 1 項は収束の影響、第 2 項は斜面の影響である。Eq.(3.4) を定性的に表現すると Eq.(3.5) になる。

$$[\omega] = - \left\{ \left[\frac{\partial u}{\partial x} \right] + \left[\frac{\partial v}{\partial y} \right] \right\} + \left\{ \left[u \frac{\partial h}{\partial x} \right] + \left[v \frac{\partial h}{\partial y} \right] \right\}, \dots\dots\dots (3.5)$$

すなわち、Eq.(3.5) の左辺が $[+]$ であれば鉛直上昇風が生起していると推論され、 $[-]$ であれば鉛直下降流が生起していると推論される。

3.2. 推論の例

図を用いて、上昇風の生起推論を具体的に説明する。

まず、図で用いている記号の説明をする。Fig.3.3.1 中の三角形は上昇風を推論する地点を示している。曲線は地形の等高線を表わしている。GPV から得られた推論の初期値となる風速は太い実線 U で、地形の影響を受けた水平風を太い破線 U^* で表わす。細い実線で表わす x 軸は上述したように、GPV から取得した水平風の風速方向に設定する。細い破線で表わす x^* 軸は地形の影響を受けた水平風の風速方向に設定する。Eq.(3.1) を x 座標系で用いて、水平風が地形の影響を受ける様子を推論し、Eq.(3.4) を x^* 座標系で用いて鉛直上昇風の生起を推論する。

続いて Fig.3.3.1 を用いて推論過程を説明する。この例では $\partial h / \partial y$ は $[+]$ であり、軸の設定から $[v] = [0]$ であるので、Eq.(3.1) から地形の影響を受けた水平風の y 成分は $[-]$ である。一方、 $\partial h / \partial x$ は $[+]$ であり、軸の設定から $[u] = [+]$ であるので、Eq.(3.1) から地形の影響を受けた水平風の x 成分は、初期風速の x 成分より小さい値となる。その結果、地形の影響を受けた水平風は Fig.3.3.1 の太い破線 U^* と推論される。そこで、 x^* 軸を U^* 方向に設定し、Eq.(3.5) の式を用いる。 x^* 座標系において $\partial h / \partial x^*$ は $[+]$ 、 $\partial h / \partial y^*$ は $[+]$ である。したがって、Eq.(3.5) の右辺第 2 項の斜面の効果は $[+]$ である。この例では地形は x^* 軸方向にも y^* 軸方向にも単調増加しているので、Eq.(3.5) の右辺第 1 項で表わされる収束の影響はない。したがって、 $[\omega] = [+]$ となる。すなわち鉛直上昇風の生起が推論される。

Fig.3.3.2 を用いて地形が軸方向に単調増加していない例を説明する。この例は上昇風が谷を駆け上がるような場合を推論している。地形の影響を受けた水平風は前例の場合と同様に太い破線で示されるように推論される。収束の影響を推論するために、推論する地点のほかに 2 地点において地形の影響を受けた水平風を推論する。1 つは x^* 軸方向の 1 地点であり、もう 1 つは y^* 軸方向の 1 地点である。推論地点と x^* 軸方向の 1 地点での地形の影響を受けた水平風を比較することにより $\partial u^* / \partial x^*$ は $[-]$ と推論される。推論地点と y^* 軸方向の 1 地点での地形の影響を受けた水平風を比較することにより $\partial v^* / \partial y^*$ は $[-]$ であると推論される。したがって本例において Eq.(3.5) の右辺第 1 項で表わされる収束の影響は $[+]$ である。前例と同様に斜面の影響は $[+]$ と推論される。収束の影響と斜面の影響の 2 つの推論を用いて、この推論地点では鉛直上昇風の生起が推論される。

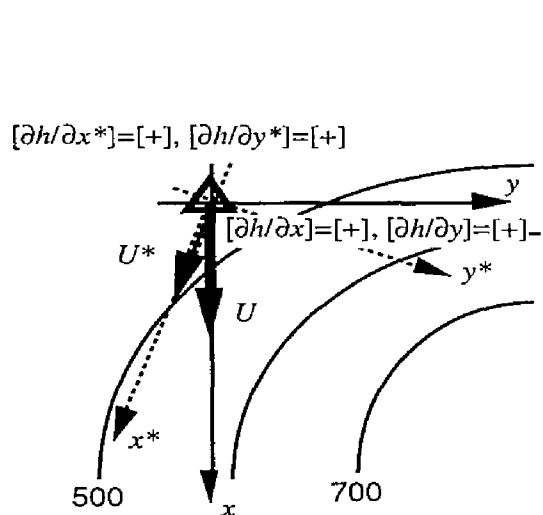


Fig. 3.3.1. An Example of Inference of Wind Effected by Topography.

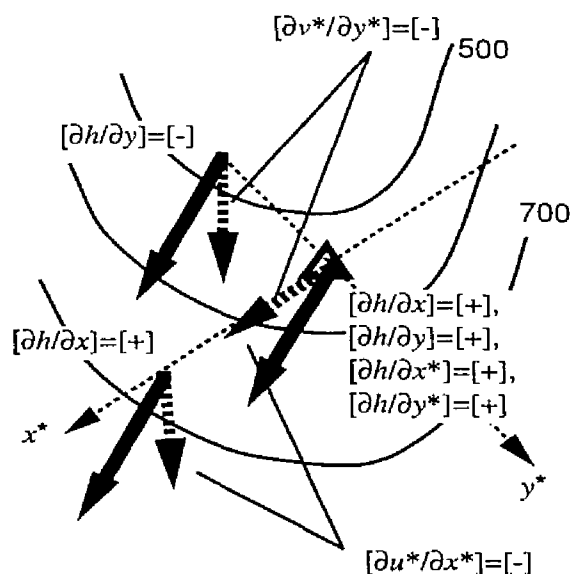


Fig. 3.3.2. An Example of Inference of Wind Effected by Topography (a case along a valley).

このような推論手法を用いて、福井県九頭竜川流域内の $35[\text{km}] \times 30[\text{km}]$ の領域において鉛直風分布を診断した結果を **Fig.3.3.3**に示す。ここで、推論領域は太線の矩形で囲まれている部分である。斜線にて網掛けしている部分は、鉛直上昇風が生起していると診断され、点で網掛けしている部分は鉛直下降風が生起していると診断された領域である。鉛直風の分布を評価することはできないので、本図の評価は降雨予測結果を通して4.5.1.で述べる。

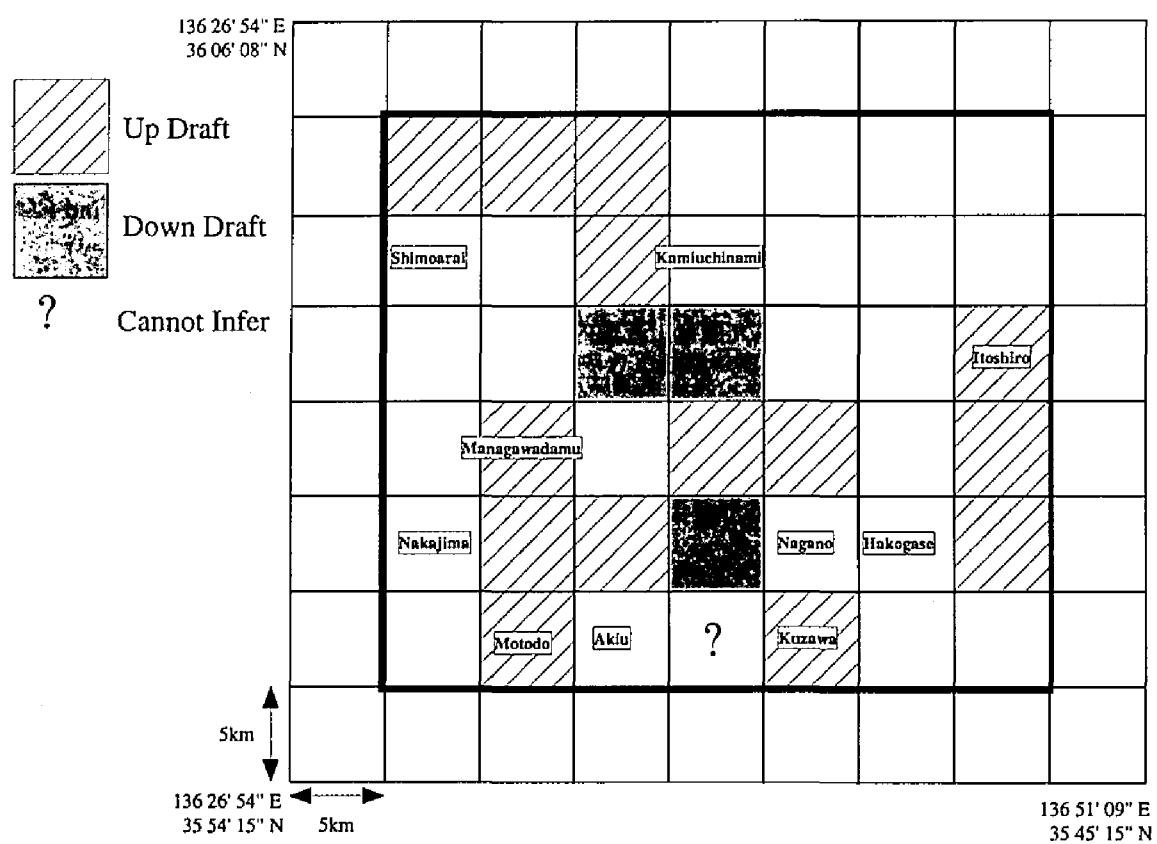


Fig. 3.3.3. Vertical Wind Field Inferred by Qualitative Wind Movement Diagnosis Model. Inference Area is Enclosed by the Thick Rectangle.

4. 情報工学的推論手法を用いた短時間降雨予測手法とその適用

4.1. 予測手法の全体像

Fig.3.4.1に情報工学的推論手法を用いた短時間降雨予測手法 (Severe Rainfall prediction method by using Artificial Intelligence, SRAI) の概要を示す。この図の意味するところを説明すると、メソスケール大気診断システム (Mesoscale Atmosphere Diagnosis System, MADS) によって、GPV、高層気象観測、ひまわり、レーダー、アメダスなどの観測気象情報を用いて積雲が生起する条件およびすでに存在している雲の分布を診断し、それらを予測手法の初期条件とする。その初期条件を用いて定性積雲モデル (Qualitative Cumulus Model, QCM) により1つ1つの積雲の成長過程を推論する。成長が推論された1つ1つの雲は雲間相互作用モデル (Cumulus Interaction Model, CIM) によって包含関係を整理され、またそこから乱れを生じた風の分布が推論される。この予測結果と観測情報の矛盾を修正して再び QCM の初期情報とする。

この1サイクルは1時間の先行時間を持つ予測を行ったものとする。なぜなら、小倉⁴⁾ や高橋・阿波田⁸⁾ の数値計算による積雲の成長過程のシミュレーションにより1つの積雲の生起・発達・消滅のサイクルは約1時間であるからである。

4.2. 大気の高区分類と雲のクラス

豪雨をもたらす積雲の発達過程を推論するためには電が生成し、運搬され、落下して生起する豪雨をシミュレートすることが重要であることは、本論文を通して述べてきた。それを実現するために大気を鉛直方向に4つに分解する。すなわち、上から上層 (Upper Layer)、中上層 (Upper Middle Layer)、中下層 (Lower Middle Layer)、下層 (Lower Layer) である。これらの分類は GPV の大気プロファイルを用いて行われる。上層と中上層を分ける高度は水滴がすべて凍結する気温として -15°C 層を用いた。中上層と中下層を分割する高度は雨粒がすべて凍結する気温として -4.5°C 層を用いた。中下層と下層を分割する高度は雲底高度である。

ここで、高度分布に用いた水滴の半径と気温について説明する。高橋・阿波田⁸⁾ は、モデル中の水滴を半径によってさらに大きく3つに分類しており、 $\sim 32\mu\text{m}$ を雲粒、 $32\sim 320\mu\text{m}$ を霧粒、 $320\mu\text{m}$ 以上を雨粒と呼んでいる。本研究では、この雲粒と霧粒をあわせて新たに雲粒と呼ぶ。すなわち、 $320\mu\text{m}$ は雲粒の最大の粒径であり、 3.2mm は大きな雨粒の粒径である。これらが Eq.(4.1) に示す、Vali¹⁸⁾ の凍結確率によって100%凍結する気温が、それぞれ、 -4.5°C 、 -15°C である。

$$\xi_v = x_w \exp[-0.66(T - 273) - 1.0], \dots\dots\dots (4.1)$$

ここで、 ξ_v は凍結確率、 x_w は水滴の質量 [g]、 T は絶対温度である。この式は、降水粒子の表面張力と凍結確率の関係を表しており、小さな降水粒子ほど低温で凍結する。凍結した水滴のうち、小さなものは氷晶としてふるまい、大きなものは電となる。しかし、ここでは接触凍結過程、着氷過程によって電が生起する過程を重視して、雨粒は凍結して霰に、雲粒は凍結して氷晶となるとした。すなわち、 -15°C より上空は凍結

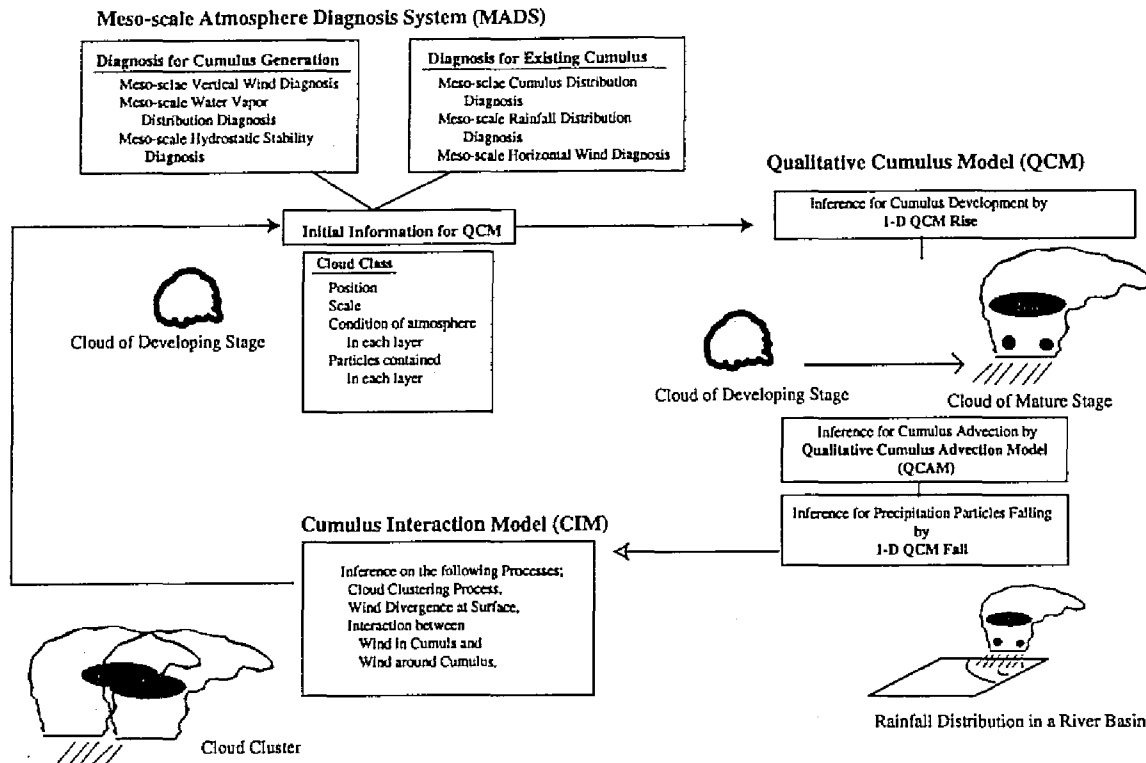


Fig. 3.4.1. Schematic Figure on Severe Rainfall Prediction Method by using Artificial Intelligence (S-RAI).

過程によって氷晶を生成する。また、 $-4.5^{\circ}\text{C} \sim -15^{\circ}\text{C}$ では雨滴はすべて凍結するが、それより小さい雲粒は過冷却水滴として存在する。

このような気温分類を行うとそれぞれの層で存在する降水粒子が決定される。すなわち、Fig.3.4.2のような高度分類となる。したがって、上層には氷の粒子である氷晶と霰が存在する。また、それらが衝突併合して雹が生成される。中上層は本手法において最も重要な層で氷晶、霰に加えて凍らずに過冷却水滴として存在している雲粒が漂うことになる。雲粒と氷晶が接触凍結（Contact Nucleation）して雹ができる。あるいは雲粒と霰が着氷過程（Riming）してできる雹が中上層には存在する。中下層では凝結によって生じた雲粒や雨粒が存在する。下層では降水粒子は生起せず、中下層から落下してきた雨粒だけが存在し、降雨をもたらす。

推論に用いられる大気は層ごとに Fig.3.4.3のような構成で表現される。ここで、name は上層、中上層などの層の名前、lonlat は中心の緯度と経度、long_length は長辺の長さ、short_length は短辺の長さ、stability は大気の安定度、water-vapor は含まれる水蒸気、updraft は上昇風の有無、cloud-particles は大気中に含まれる降水粒子であり雨滴（rain-drop）、雲粒（cloud-drop）、霰（graupel）、雹（hail）、氷晶（ice-crystal）が存在する場合にここに書き込まれる。horizontal-wind は水平風向、horizontal-wind-velocity は風速 [m/s] である。

これを雲のクラスと呼ぶ。予測における推論はまず、予測領域に格子状に設定した初期点から始まる。本研究ではこの格子の大きさを 5km とした。積雲のスケールおよび中心位置は積雲の発達とともに変化する。

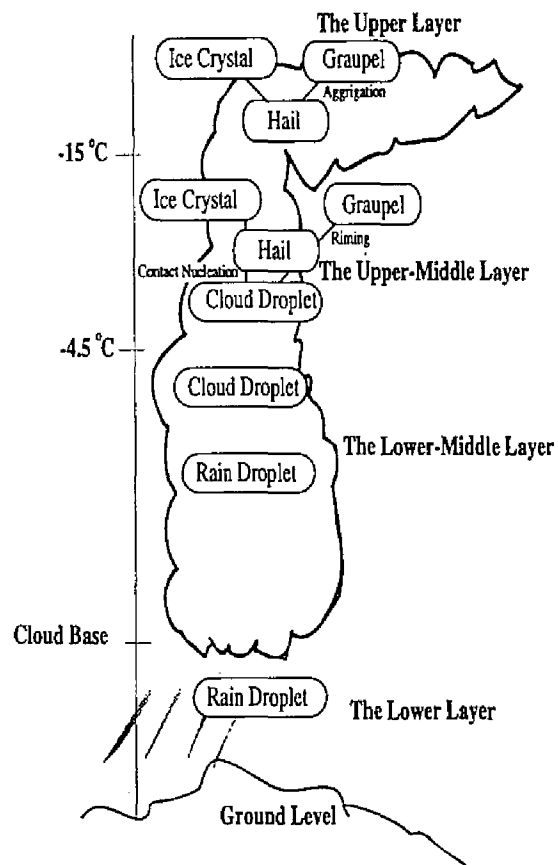


Fig. 3.4.2. Classified Elevation Types in QCM.

```

:name 'lower-layer
:lonlat '(131 53)
:long-length '5km
:short-length '5km
:stability 'conditional-unstable
:water-vapor 'enough-water-vapor
:updraft 'updraft
:cloud-particles 'rain-drop
:horizontal-wind 'south-west
:horizontal-wind-velocity '15m/s

```

Fig. 3.4.3. Class of Atmosphere in QCM

4.3. メソスケール大気診断システム

メソスケール大気診断システム (Meso-Scale Atmosphere Diagnosis System, MADS) は観測された大気条件をシステムが必要とする定性情報に加工する役割を果たす。すなわち、システムの初期値を取得する部分である。MADS は積雲が生起する条件を診断する部分と、すでに存在している雲の分布を診断する部分に分かれる。

前者には、

- 積雲のトリガーとなる鉛直風が、水平風や地形の影響によって生ずる様子を診断するメソスケール鉛直風診断
- 水蒸気が豊富に供給されているかどうかを診断するメソスケール水蒸気分布・フラックス診断
- 大気の静力学的安定度である絶対不安定、条件付不安定、潜在不安定、対流不安定を診断するメソスケール大気安定度診断

が含まれる。後者には、

- ひまわりの雲頂高度などから積雲の分布を診断するメソスケール積雲分布診断
- レーダー雨量計などから雨域分布を診断するメソスケール雨域分布診断
- 水平風が地形の影響によって変化する様子を推論するメソスケール水平風診断

が、含まれる。以下、それぞれの診断システムの詳細を述べる。

4.3.1. メソスケール大気安定度診断

この診断システムは、気象庁が公開している RSM (Regional Spectral Model) の GPV (Grid Point Value) を用いて上述した大気の静力学的安定度を診断するものである。診断は前節で述べた各層の大気について温位 θ が上空ほど小さくなる、すなわち $\partial\theta/\partial z < 0$ であれば絶対不安定とする。絶対不安定でないときに相当温位が上空ほど小さくなる、すなわち $\theta_e \partial\theta/\partial z \geq 0 \cap \partial\theta_e/\partial z < 0$ であれば条件付不安定とする。条件付き不安定でないとき、各層の最も下の大気から計算して、層内に自由対流高度 (Level of Free Convection, LFC) が存在すれば潜在不安定とする。潜在不安定でないとき層内の気柱を考えて、層内の一部が条件付不安定であれば対流不安定とする。対流不安定でない大気は安定であるとする。

4.3.2. メソスケール水平風/鉛直風分布診断

メソスケール水平風分布診断は、下層については 3. で述べた定性推論を用いた風の挙動診断の初期値に RSM の GPV の風を用いて推論を行ったものを用いる。上空の風は RSM の GPV の風をそのまま用いる。

メソスケール鉛直風分布診断は、下層については 3. で述べた定性推論を用いた風の挙動診断の初期値に RSM の GPV の風を用いて推論を行ったものを用いる。そこでの鉛直風分布は中下層にも影響を与えているとする。上空での鉛直風分布診断は行わない。

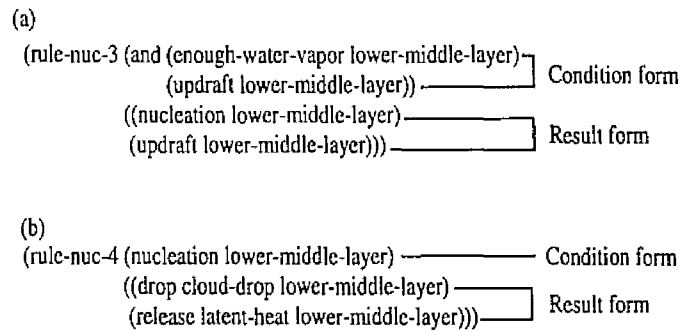


Fig. 3.4.4. A Couple of Examples of the Inference Rules which Represent the Precipitation Processes in QCM.

4.3.3. メソスケール水蒸気分布診断

この診断システムは RSM の GPV を用いて相対湿度が 90%を超えていたら十分な水蒸気があると判断し、そうでなければ十分な水蒸気が存在しないと判断する。

4.3.4. メソスケール積雲分布診断

この診断システムは GMS（静止気象衛星）の赤外線輝度データを用いて得られた輝度温度を RSM の GPV 気温データを用いて高度変換し、雲底高度から雲頂高度までのそれぞれの層に以下の降水粒子が存在するとする。すなわち、雲がそれぞれの層に存在するとき、

- 上層 : 霰・氷晶
- 中上層 : 霰・氷晶・雲粒
- 中下層 : 雲粒
- 下層 : 下層は雲底高度以下なのでなし
が存在するものとする。

4.4. 定性積雲モデル

4.4.1. 1次元のプロトタイプモデル

定性積雲モデル（Qualitative Cumulus Model, QCM）は1つの積雲の生起・発達過程をできるかぎり雲物理過程に忠実にモデル化したものである。一般的に用いられる数値モデルと QCM の違いは、QCM では定性的に表現された雲の微物理過程と力学・熱力学過程によって、降水粒子・熱・水蒸気などを表現する定性的変数の存在・生起・成長・相変化が定性的に推論される。定性的に雲物理過程を表現した知識ベース内の推論ルールを Fig.3.4.4に表わす。ルールの書式は、「(ルール名 (条件部) (結果))」である。Fig.3.4.4は中下層における凝結過程を表現しており、(a) は中下層において十分な水蒸気が供給され鉛直上昇風があれば、中下層において凝結核が活性化することを示している。(b) は中下層において凝結核の活性化が起こると、中下層において雲粒が生起し潜熱を放出することを表現している。Table 3.4.1に QCM に含まれる物理過程を示す。ここで、物理過程の詳細な説明は第1章に示しているので、改めて書き出していない。

上述した QCM に、不安定な初期条件を与えた場合の推論結果を Fig.3.4.5に示す。ここで、Fig.3.4.5の上方に引いた点線より上に示されている内容は初期条件である。また、図中に点線で書いた物理過程は、

後に示す本モデルの問題点を解消する以前の推論過程を表したものである。このように、本モデルでは積雲が発達するにしたがい、下層から運ばれた降水粒子や水蒸気が相変化してできた降水粒子が、さらに衝突や相変化を繰り返して最終的に降雨として地表に到達している様子を表現できている。さらに、下層から上層に降水粒子が運ばれると、上層の水蒸気がその降水粒子の成長に働き、潜熱を放出することで、いっそう雲を成長させる。降水粒子を介した熱の運搬は、積雲の発達の本質的熱移動であり、本モデルは推論によるモデルとはいえ、そのような物理過程まで詳細に表現しているのである。

この例で示したように本モデルでは初期条件に雲が全くない場合を初期条件としても、大気条件にしたがって、雲の生起を推論することができる。したがって、本モデルは本質的に雷雨性の局地豪雨にも対応できるものである。もちろん、前線性降雨や台風の影響で大気が不安定となった場合の降雨に対しては、後述するように初期値に降水粒子を当てはめることで予測を行うことができる。

本モデルは、洪水制御支援のために開発したものであるが、プロトタイプを作成して考察したことは、河川管理者にかぎらず、学生生徒に対する教育目的に使用することが可能である。すなわち、本モデルを用いて初期値を様々に変更し、その出力を見ることで雲の発達過程を擬似的に観察することができる。これによって、書籍にて学ぶ雲物理過程をよりよく理解可能である。

さらに本手法の発展可能性を述べる。それは、1.1.に提示した説明機能についてである。これについて、本モデルは極めて高い説明能力を持つといえる。それは、推論過程の出力を並べた **Fig.3.4.5**をそのまま実時間で画面表示することですでに説明となり得ている。なれていない使用者や緊急の際の使用者にとっては、なぜそのような現象が起きたのかを、マウスでクリックすれば、その現象から逆向きに関連する線をたどる目立つ色の線を示すことができるようにしておけばよい。さらに、使用者が疑問を持つような現象に対して、原因となるような過程を見つけて、それを変更することも可能であろう。そのような機能付加は現在のコンピュータ環境ではそれほど困難なことではない。このような説明機能は推論の信頼性を増すと同時に、使用に対する興味を喚起し、システムを使う際の最初の壁を取り払う。

続いて、プロトタイプから得られた QCM の問題点とその解決方法を示す。このプロトタイプでは、雲頂高度が中上層部以上である場合、あるいは雲頂高度が中下層部以上で、中下層部か中上層部に十分な水蒸気が存在する場合には、必ず雨が降ってしまう。このような条件はごく日常的なものであり、それで極めて強い降雨を予測するのは間違いである。

これには2つの原因が考えられた。1つは雲粒の周囲に水蒸気が存在する際に、凝結過程によって雨滴が生起することである。実際の現象では、凝結過程によって成長する速度は、小さな降水粒子では早く、大きな降水粒子ほど成長速度は遅い。ここでいう、雨滴程度の降水粒子になるためには凝結過程ではきわめて時間がかかる。したがって、凝結過程によって雨滴ができるというルールは除いた方がよいと考え、**Table 3.4.1**の注1のように、そのルールを除いた。

もう1つの原因は、MADSの積雲分布診断によって得られた雲頂高度以下の降水粒子の分布が問題であった。現在、雲があると判断された大気層にはその層が持つことができる降水粒子がすべて存在しているとされている。しかし、その方法では上層に氷晶と霰が存在し、中上層に雲粒、霰が存在する。前者は衝突併合過程で雹になり、後者は着氷過程によって雹ができる。しかし、実際の現象を考えた場合に雲があれば直ちに豪雨が生起するとは考えられない。豪雨が生起するためには雲粒が成長しながら上昇し、凍結して生じた霰や昇華によって生じた氷晶と衝突することによって雹となり、落下して豪雨をもたらす過程が重要であるこ

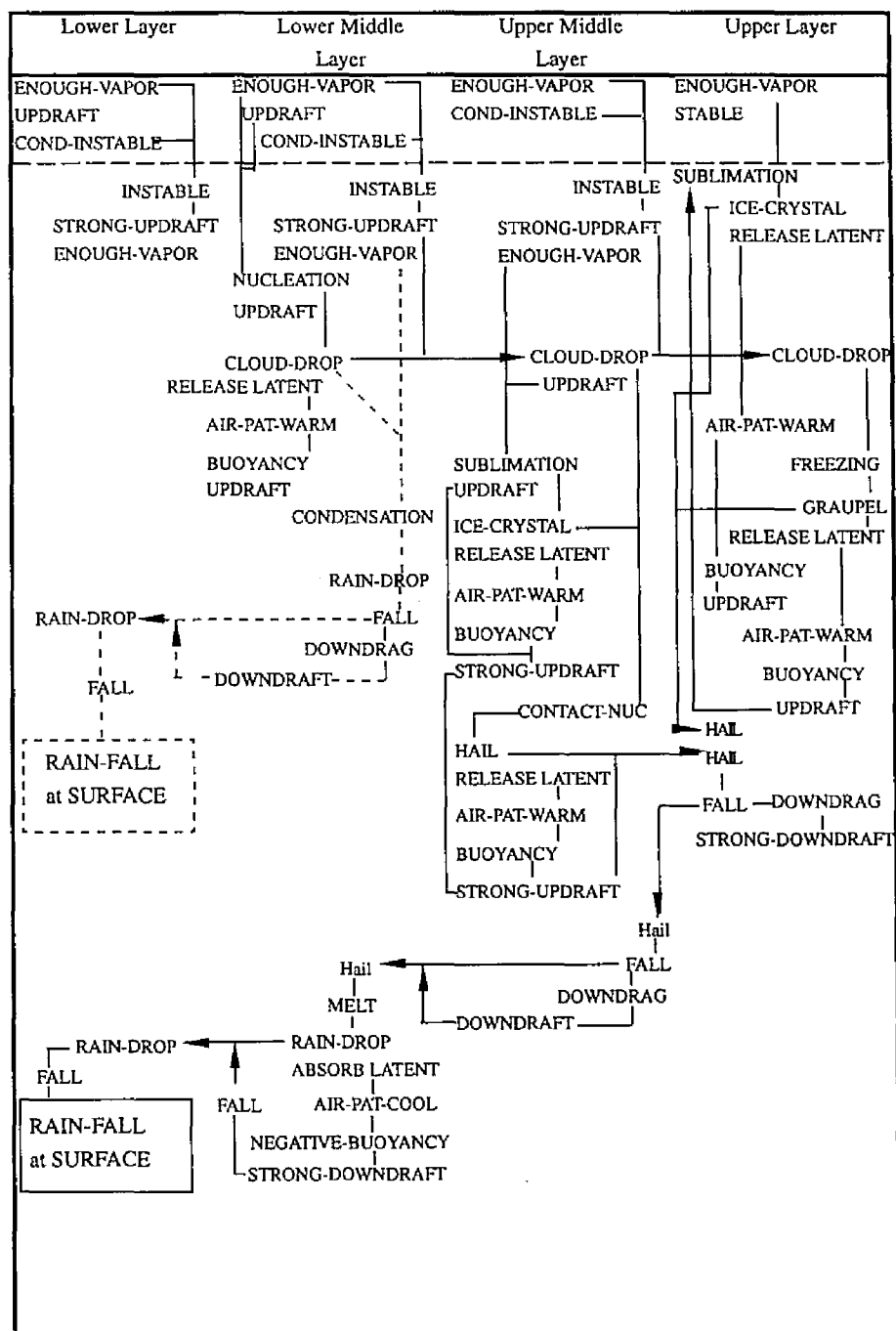


Fig. 3.4.5. Result of Inference Processes of One Dimensional QCM (a test case).

とは上述してきた通りである。したがって、層間の降水粒子のやりとりを重視するために初期条件の降水粒子の分布は上層が氷晶、中上層が霰、中下層が雲粒とする。

2つ目の問題点は下層部が不安定になっている場合には、絶対に雨が地上に降ってこないことであった。強い雨が生起している時に下層部が不安定になっていることは一般的であり、これは実際の現象と矛盾する。この原因は、Table 3.4.1の注2のように下層が不安定になって、強い鉛直上昇風が生起した場合には、それが推論の最終場面にまで残って降雨の落下を妨げてしまうことがあるからである。このような現象が生じることは、下層大気内に雲が生起することにつながり、4.2.で定めた大気の鉛直方向の分類と矛盾するものである。したがって、下層が不安定になっても、強い鉛直上昇風は生じないとした。

これらの問題を解決した結果、Fig.3.4.5の点線で示された降水に至る過程は推論されないこととなった。さらに、雲頂高度が中上層部以上であっても必ず降雨が生起すると予測するようなこと、下層部が不安定であるため降雨が地表に落ちてこないといった実際の現象にそぐわない推論は行われなくなった。

4.4.2. 3次元定性積雲モデル

上述してきた QCM は 1 次元の現象を表現したものであるため 1-D QCM と呼ぶ。1-D QCM では 2 次元な雲の動きである雲の移流を表現できない。そのため、定性積雲移流モデル (Qualitative Cumulus Advection Model, QCAM) を用いる。その際に QCM を 2 つに分割し、その間に QCAM を組み入れる。分割された QCM は降水粒子を生起するところまでを推論する 1-D QCM RISE と生起した降水粒子が落下する部分を推論する 1-D QCM FALL である。すなわち、1-D QCM RISE によって上空に生起した雲は QCAM によって移流し、1-D QCM FALL によって、移流した後で落下し、あるものは豪雨として地上に到達する。Table 3.4.1 の rise/fall 欄の中で、前者に含まれる物理過程は R として表わされており、後者に含まれる物理過程は F として表わされている。

QCAM は MADS のメソスケール水平風診断により推論された水平風分布を用いて雲のクラスを風の方向に拡大することにより移流を表現している。移流された雲のクラスは

$$l + dl = l + u * 60[\text{sec.}] * 15[\text{min.}], \dots\dots\dots (4.2)$$

$$c + dc = c + (l + dl)/2 - 2.5, \dots\dots\dots (4.3)$$

で表現される長辺、中心を持つようになる。ここで、 l は長辺の長さ、 c は中心位置である。また、短辺は変化しないとする。

以上のような推論手法によって、雲の生起・発達・移流・衰弱を推論する。上述したようにこの推論によって 1 時間後の降雨分布を得ることができる。

4.5. 積雲の発達過程の推論と考察

上述してきた予測手法を用いて 1 時間の降雨予測を行った。推論に用いた領域は、福井県九頭竜川流域内の $35[\text{km}] \times 30[\text{km}]$ である。ここでは、長時間の降雨予測を行わないので MADS のメソスケール雨域診断システムは用いていない。

4.5.1. 適応事例 1

推論する領域全体に 10mm/hr 以上の強い雨が観測された事例について GMS と GPV データを初期値として本手法を適応したところ、システムは推論領域全体で降雨を予測した。すなわち、この場合にはシステ

Table 3.4.1. Qualitatively Represented Precipitation Processes,

英語名 (記号)	Layer	Condition	R/F
		Result	
stability (sta)	各層	十分な水蒸気の供給 and 条件付不安定	R
		不安定の生起	
stability (sta)	各層	十分な水蒸気の供給 and 鉛直上昇風 and 潜在不安定	R
		不安定の生起	
stability (sta)	各層	空気塊が上空に運ばれる and 対流不安定	R
		空気塊が相対的に高温になる	
stability (sta)	下層以外	不安定	R
		強い鉛直上昇風 (注 2)	
latent-heat (lat)	各層	潜熱の放出	R
		空気塊の温度が上昇する	
latent-heat (lat)	各層	潜熱の吸収	R
		空気塊の温度が下降する	
nucleation (nuc)	中下層	十分な水蒸気の供給 and 鉛直上昇風	R
		凝結核が活性化	
nucleation (nuc)	中下層	凝結核が活性化	R
		雲粒が生成 and 潜熱の放出	
condensation (cnd)	下層 or 中下層	雲粒が存在 and 十分な水蒸気の供給	×
		凝結が生起 (注 1)	
condensation (cnd)	下層 or 中下層	凝結が生起	×
		雨粒が生成 (注 1)	
freezing (frz)	中上層	雲粒が存在 or 雨粒が存在	R
		凍結	
freezing (frz)	上層	雨粒が存在	R
		凍結	
freezing (frz)	中上層 or 上層	凍結	R
		霰が生成 and 潜熱の放出	

Table 3.4.2. Qualitatively Represented Precipitation Processes (continued),

英語名 (記号)	Layer	Condition	R/F
		Result	
contact-nucleation (cnt)	各層	雲粒が存在 and 氷晶が存在	R
		接触凍結過程が生起	
contact-nucleation (cnt)	各層	接触凍結過程が生起	R
		雹が生成 and 潜熱の放出	
buoyancy (buo)	各層	空気塊の温度が周囲の気温より高い	R
		空気塊は上向きの浮力を得て上昇風が生起	
buoyancy (buo)	各層	空気塊の温度が周囲の気温より低い	R
		空気塊は下向きの浮力を得て下降風が生起	
		結果	
convection (cnv)	各層	強い鉛直上昇風 and 降水粒子の存在	R
		降水粒子は上に運ばれる	
convection (cnv)	各層	降水粒子の上昇 and 条件付き不安定 and 上層に水蒸気	R
		上層において空気塊の温度が周囲の気温より高くなる	
convection (cnv)	各層	強い鉛直上昇風 and 安定な気層	R
		上層での空気塊の温度が周囲の気温より低くなる	
up-drag (u-drg)	各層	上向きのドラッグが生起	R
		鉛直上昇風が生起	
aggregation (agg)	中上層 or 上層	霰と氷晶が衝突	R
		aggregation が生起	
aggregation (agg)	中上層 or 上層	aggregation が生起	R
		雹が生成	
sublimation (sub)	中上層 or 上層	十分な水蒸気の供給 and 鉛直上昇風	R
		昇華が生起	
sublimation (sub)	中上層 or 上層	昇華が生起	R
		氷晶が生成 and 潜熱の放出	
riming (rim)	各層	水滴が霰に衝突	R
		着氷過程が生起	
riming (rim)	各層	着氷過程が生起	R
		雹が生成	

Table 3.4.3. Qualitatively Represented Precipitation Processes (continued),

英語名 (記号)	Layer	Condition	R/F
		Result	
melting (mlt)	下層 or 中下層	霰が存在	F
		霰が融解	
melting (mlt)	下層 or 中下層	霰が融解	F
		雲粒が生成	
melting (mlt)	下層 or 中下層	雹が存在	F
		雹が融解	
melting (mlt)	下層 or 中下層	雹が融解	F
		雨粒が生成	
fall (fal)	各層	雲粒が存在 and 上昇風がない	F
		雲粒が落下	
fall (fal)	各層	霰が存在 and 上昇風がない	F
		霰が落下	
fall (fal)	各層	雨粒が存在 and 強い上昇風がない	F
		雨粒が落下	
fall (fal)	各層	雹が存在 and 強い上昇風がない	F
		雹が落下	
fall (fal)	各層	降水粒子が落下	F
		降水粒子は下に運ばれる and 下向きのドラッグिंगが生起	
down-drag (d-drag)	各層	下向きのドラッグिंगが生起	F
		鉛直下降流が生起	
rainfall (rnf)	下層	雨滴が落下	F
		地上に降雨	
wind-contradiction (vwndcnt)	各層	鉛直上昇風 and 鉛直下降風	R/F
		打ち消しあう	
wind-contradiction (vwndcnt)	各層	強い鉛直上昇風 and 強い鉛直下降風	R/F
		打ち消しあう	
wind-contradiction (vwndcnt)	各層	強い鉛直上昇風 and 下降風	R/F
		鉛直上昇風	
wind-contradiction (vwndcnt)	各層	鉛直上昇風 and 強い鉛直下降風	R/F
		鉛直下降風	

ムはほぼ完全に予測を行った。

さらに、5-10mm/hr 程度の雨が生じた事例について、GMS と GPV データを初期値として推論を行った。この時、MADS を通して定性的に得られた初期値は、風に関するものと、GMS からの雲頂高度は推論領域全体で一様でなかった。そのうち、雲頂高度に関するものは雲頂が上層部にあるか、中上層部にあるかの違いとなっており、推論に大きな影響を及ぼさなかった。

風に関する診断結果は、Fig.3.3.3に示している。MADS によって、鉛直上昇風の存在が診断された地域での QCM の推論結果を Fig.3.4.6に、鉛直上昇風の存在が診断されなかった地域での QCM の推論結果を Fig.3.4.7示す。これらの推論結果を統合して、降雨分布を予測した結果は Fig.3.4.8に示した。ここで、推論領域は太線の矩形で囲まれている部分である。Fig.3.4.8で、斜線で網掛けしている部分は降雨があると予測された地域である。交差する斜線で網掛けしている部分は、降雨がある上に地形性の下降流があると判断され、強い降雨が生起していると予測された地域である。観測雨量は観測地点名の下に数字で記載している。矢印は、雨域の移動方向を表している。

この結果から、本モデルは、積雲の降水物理過程を定性的に表現した知識ベースを用いた推論によって、極めて強い降雨が推論領域全体に降るような場合には適切に推論領域全体の降雨を予測し、流域内に降雨が分布して降っている場合には流域内に降雨分布があるという予測を行うことができることが示された。

次に、この結果を詳細に考察していく。本手法の目的から Fig.3.4.8の斜線で網掛けしている地域は豪雨が生起していると予測される地域である。さらに、交差する斜線で網掛けしている地域は極めて強い豪雨が生起していると予測される。これと観測降雨雨量と比較すると、本例では予測領域全体の中で最大の観測雨量である 9mm/hr の降雨が観測された地域では、システムは降雨があることを予測している。しかし、それに次ぐ 8mm/hr, 7mm/hr の降雨が観測された地域では、システムは降雨があるとは予測していない。逆にそれほど大きな観測雨量が見られない地域でも、システムは降雨があると予測している地域がある。また、本システムが極めて強い降雨を予測した地域では観測雨量を取得することができなかった。豪雨を数字で定義することは困難であるが、本例では、GPV の大気プロファイルと GSM の輝度温度から流域内の一部に強い降雨がある可能性を予測しており、その生起位置は空振りも多いものの、捕らえるべきところを捕らえていたと考えることができる。このように、本予測手法は安全を見込んだ降雨予測をしていることになる。さらに予測精度を向上させるためには、3.で述べた風の推論精度を向上させること、あるいはより詳細な水蒸気情報が必要になると考えられる。

そこで、Fig.3.4.6の初期値を一部修正し、中上層部に十分な水蒸気が供給されていず、降水粒子も存在しないとした時の QCM の推論結果を Fig.3.4.9に示した。この図に見るように雲の中の一部に降水粒子が存在しない場合には、積雲の発達過程が途中で強制終了されてしまうことになり、降雨をもたらすような雲に成長しない。本モデルは、このような積雲の成長過程をも推論することが可能なものであることを示した。水蒸気情報は極めて地域性が高いものであるので、この修正例のように中上層部に十分な水蒸気が供給されていない地域が予測領域内にある可能性は十分ある。そこで、水蒸気情報を詳細に取り込んだ際の降雨分布精度の向上と取り込む際の問題点などについて、4.5.2.に詳細に述べた。

一方、風の推論精度の問題について論じる。3.で述べた手法は、運動学的な手法を基礎としたものであり、山岳の風上斜面での斜面の影響とそれによる収束の影響および、山岳の風下斜面でのそれらの影響を推論したものである。本研究の立場は、山岳の影響による風が豪雨の生起・発達に及ぼす影響はトリガーとしての

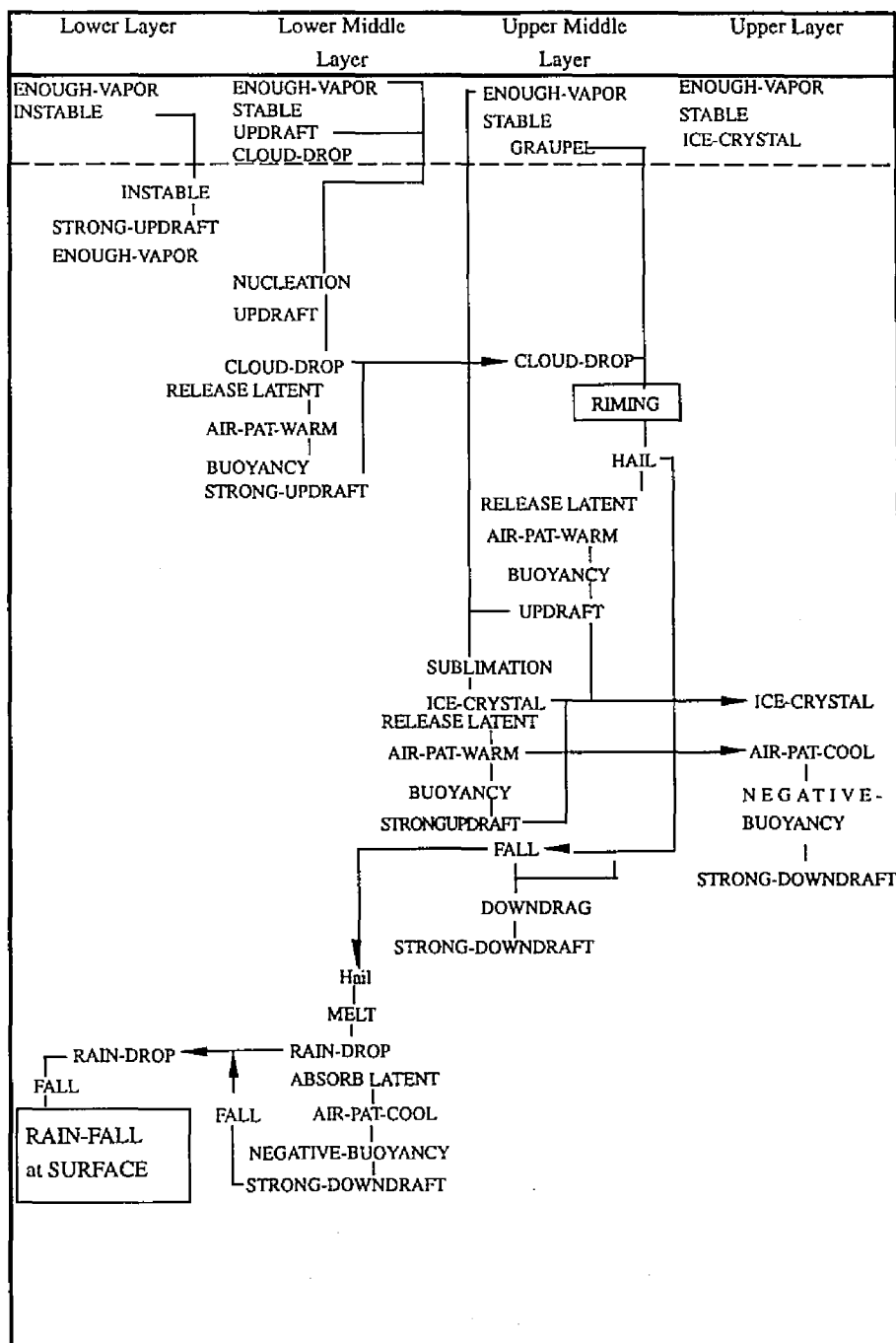


Fig. 3.4.6. Result of Inference Processes of QCM of Case 1 (where Updraft Exists).

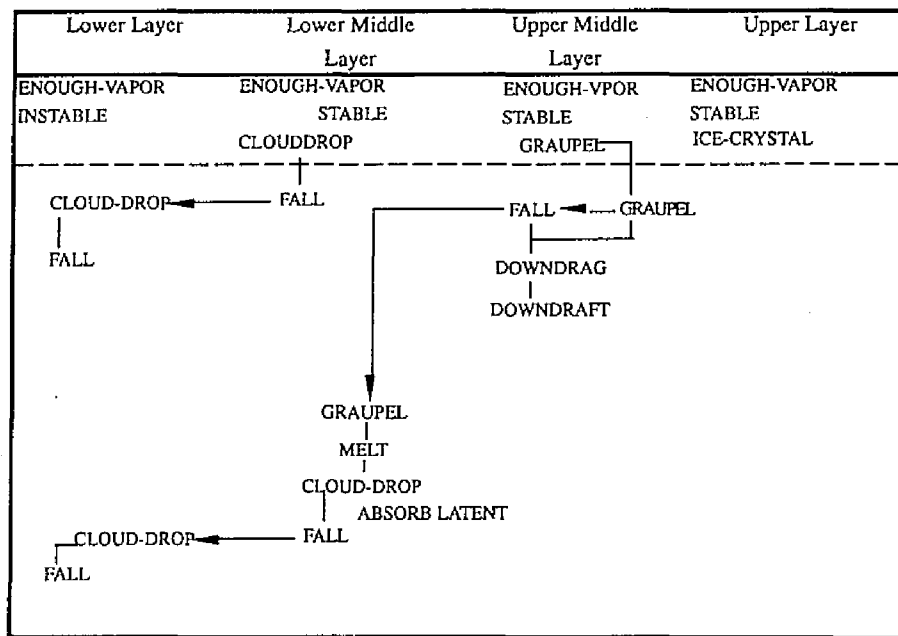


Fig. 3.4.7. Result of Inference Processes of QCM of Case 1 (where Updraft does not Exist.)

効果が重要であり、その後の豪雨の発達過程は大気の状態と山岳自体のスケールおよび一般風のシアから決定されるというものである。したがって、山岳波、重力波などは考慮しなくても十分に降雨予測に必要な風の情報を得ることはできると考え、推論による風の挙動推定手法を用いた。

推論による風の挙動推定手法の利点としては短時間で風の分布を求めることができることと、推論に誤りがあつた際にその原因を発見しやすいことがあるが、最大の利点は定性的な情報を用いることできわめて小スケールの地形であっても、それが降雨をもたらす風の場に影響を与えると考えられる場合には、考慮し推論に導入することが可能であることである。これを数値計算で行おうとすれば、小さなスケールの地形情報を考慮するためには幾何級数的に計算量が増加してしまう問題点だけでなく、乱流のパラメタリゼーションなどの問題が生じ、常に地形の影響を適切に考慮できるとは限らない。ここで、適切に考慮できないといった意味は小スケールの地形の影響を受けた風によって、降雨があると考えられる場合でも、そのような風を推定できないことがあるということである。数値計算による風の挙動計算の利点は、考慮すべき地形のスケールが大きい場合には出力された値の信頼度が推論によるものより高いことである。

数値計算により風の挙動を計算する方法も、近年の計算機の発達によってパーソナルコンピュータでも高速で行えるようになってきた。したがって、RSMが表現する地形より小さい、例えば5kmスケール程度の地形の影響を受けた風を数値計算によって計算し、それでも考慮できない風の挙動を推論によって推定してその両者を本手法に適用する方法をとることにより予測信頼度は向上すると考えられる。そのためには、RSMのGPVを初期値として、短時間で小領域の風を計算する数値モデルを用いて、水平風と鉛直風を出力し、その結果を定性的に解釈するMADSの診断システムの開発が必要である。

4.5.3. 推定事例2

0-6mm/hr 程度の雨が降った事例について、05時と07時データ観測値として推定を行った。05時の推定結果は観測値と全体でFig.3.4.10と成った。この時、降雨は全地に降ったので、主として観測値を引用した考察を行う。

まず、降雨予測精度の問題について述べる。観測雨量と推定雨量とを事例と比較すると本例の推定精度は思ったよりも低いが、本例で降雨を予測した地域は、MADSの予測精度が著しく悪く、不安定な気象であると判断したからである。実際のプロファイルを見ると、この地域は雨雲が1-5で低雲になっており、それ以外は不安定の雲層となっている。本予測精度では

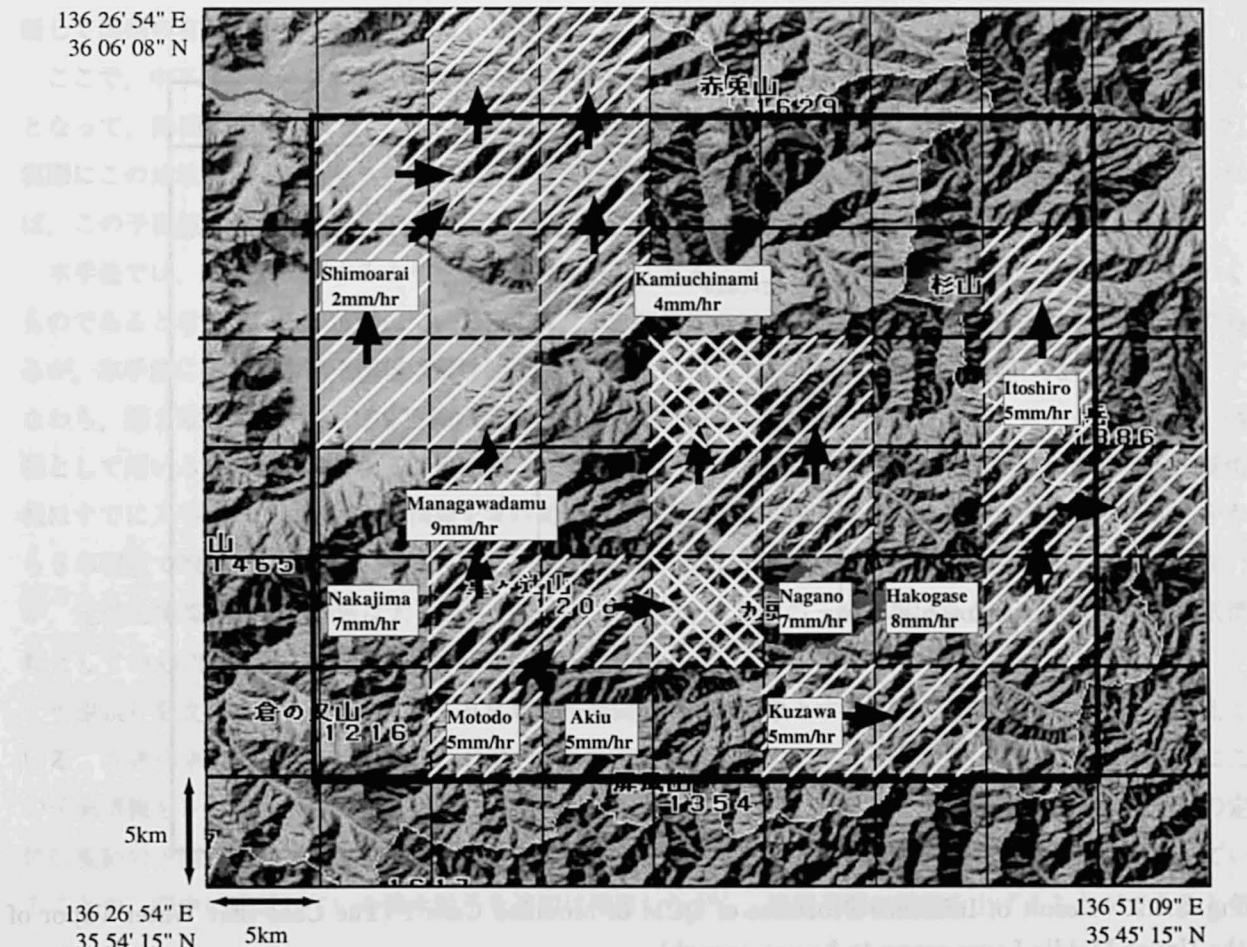


Fig. 3.4.8. Result of Inferred Rainfall Distribution of Case 1.

4.6. 長時間予測のための機能

MADSとQCMを用いた時間域の地盤分岐を推定することから、Fig.3.4.1に示したようにこのサイトを繰り返すことにより、0-12時間程度の予測を行うことは可能となっている。そのために必要な2つの機能について説明する。

1つは数値気象相互作用サブ・Comsator Inter-Game Model (CIGM) であり、これは1サイクルの推定に

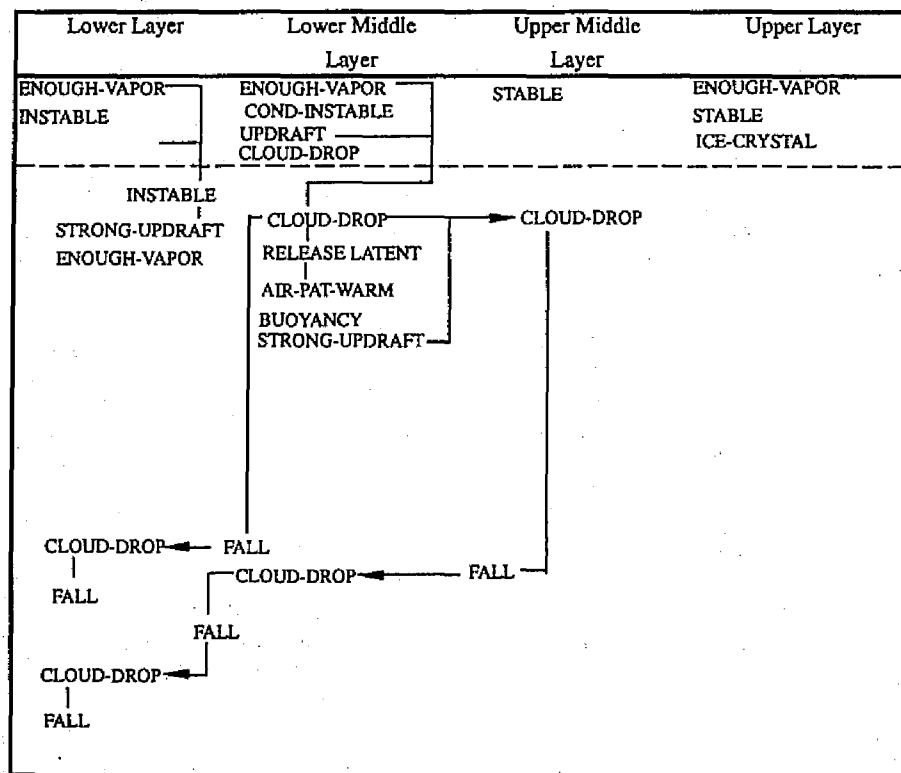


Fig. 3.4.9. Result of Inference Processes of QCM of Modified Case 1 (The Case that Water Vapor of the Upper Middle Layer seems to be not enough).

4.5.2. 適応事例 2

0-5mm/hr 程度の雨が生じた事例について、GMS と GPV データを初期値として推論を行った。QCM の推論結果は推論領域全体で Fig.3.4.10 となった。この時、降雨は全域に見られたので、主として風の診断結果を利用した考察を行う。

まず、降雨予測精度の問題について述べる。観測雨量を適応事例 1 と本例を比較すると本例の方が少なかったにも関わらず、本例で降雨を予測した原因は、MADS の大気安定度診断において中下層は条件付き不安定な気層であると診断したからである。実際のプロファイルを見てみると、この時 800hPa~700hPa 層が 2~3℃低温になっており、条件付き不安定の原因となっている。本予測手法では、この微妙な差を診断して降雨の有無を予測し分けている。

ここで、中下層に十分な水蒸気がないとして予測を行ってみた。その時の QCM の推論結果は Fig.3.4.11 となって、降雨は予測されない。RSM の情報は広域情報であり、水蒸気は特に分布に地域性があるので、実際にこの地域における水蒸気について、定性的な情報として十分な水蒸気がなかったことがわかっていれば、この予測誤りは解消できた。

本手法では、水蒸気に関するより詳細な情報を取り入れることで、このような予測誤りは改善されていくものであると考えている。前者について言えば、水蒸気情報の定量的な値を観測することは極めて困難であるが、本手法に必要な水蒸気情報は定性的な情報であるので、取得可能性は定量的情報に比べると高い。すなわち、第 2 章 2. で述べた GPS 可降水量データが水蒸気情報の定性的でありながら、スケールの小さい情報として用いることが可能である。第 2 章 2. で述べたアメダス観測点と同程度の観測点の GPS 可降水量情報はすでに入手可能である。この情報を実時間で取得するためには様々な研究・開発が必要であるが、今から 5 年程度で取得は可能になるであろう。その情報は水蒸気の定量的値としては精度が低いかもしれないが、定性的情報としての価値は大きい。したがって、GPS 気象学の一部を担いながら、定性的な水蒸気情報としての GPS 情報の有効性を検討していく予定である。

予測誤りを改善する方法として、より広域・長時間の予測を対象とすることで改善されていくとも考えている。本適応事例は RSM の GPV と GSM の赤外画像だけを入力にして行ったが、4.6. で述べるようにこの予測情報をレーダー観測情報と比較しながら更新していくことで、流域内での降水粒子などの物理量の定性的変動の予測精度を向上させていくことができる。それによって、流域内の一部で水蒸気が供給されることや、空中に残留している降水粒子を適切に使用しながら、降雨予測の精度を上げることができると信じている。

一方で本手法は、積雲の降水物理過程を定性的に表現した知識ベースを用いた推論による流域内の降雨分布を求めることができるものである。さらに、その予測を得た原因を出力し、必要によってはその感度分析を行うことが可能なものである。したがって、本モデルを用いた洪水制御支援の可能性を示すことができた。

4.6. 長時間予測のための機能

MADS と QCM を用いて 1 時間後の降雨分布を推論することができるが、Fig.3.4.1 に示したようにこのサイクルを繰り返すことによって、6~12 時間程度の予測を行うことを目標としている。そのために必要な 2 つの機能について説明する。

1 つは積雲間相互作用モデル (Cumulus Interaction Model, CIM) である。これは 1 サイクルの推論に

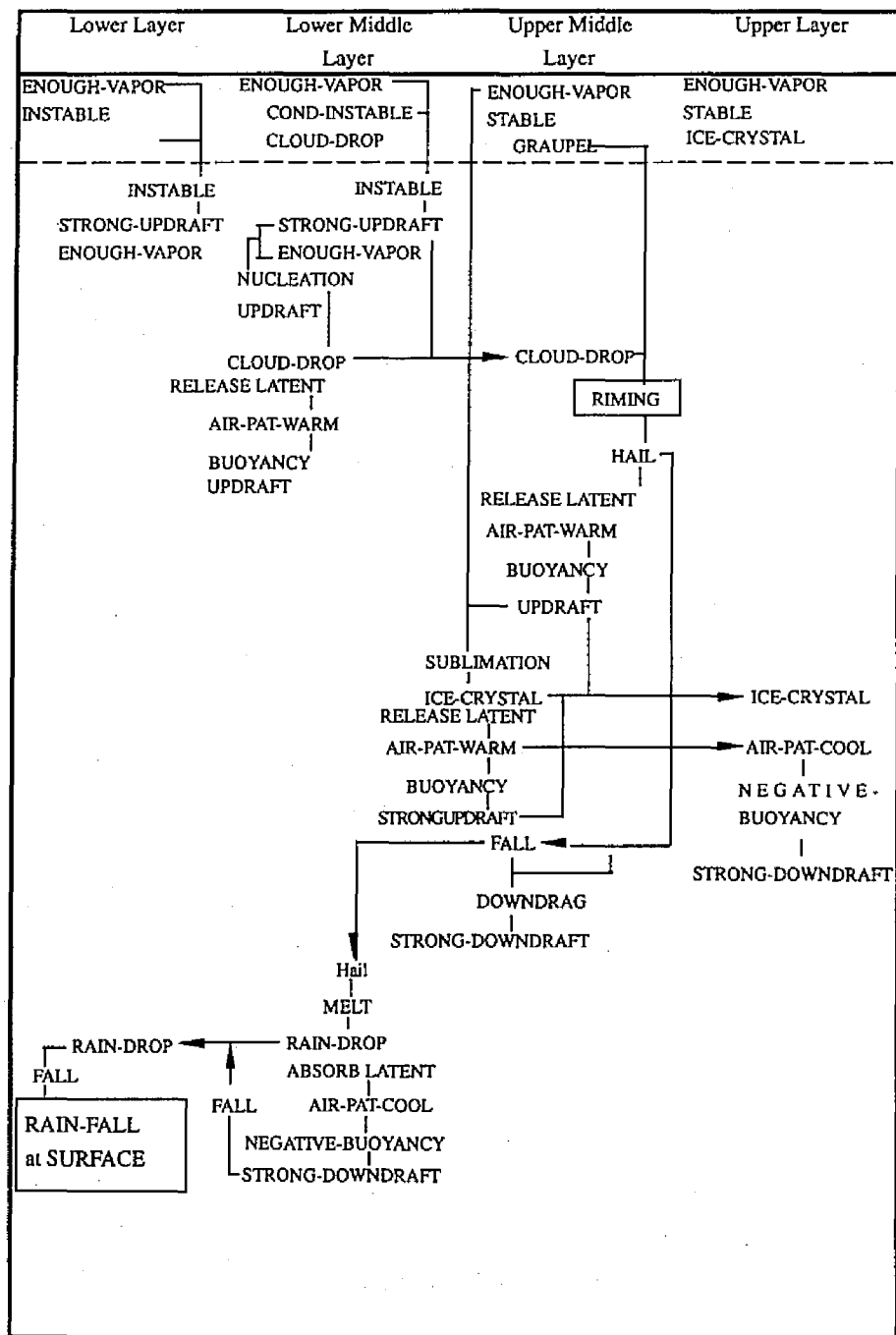


Fig. 3.4.10. Result of Inference Processes of QCM of Case 2.

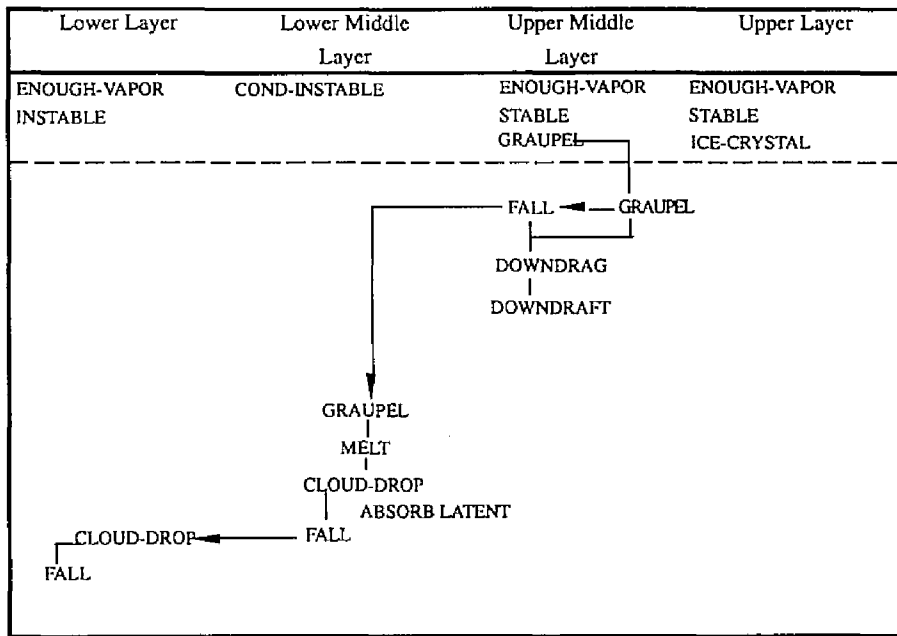


Fig. 3.4.11. Result of Inference Processes of QCM of Modified Case 2 (The Case that Water Vapor of the Lower Middle Layer seems to be not enough).

よって、別々に推論されたそれぞれの積雲が、別の積雲や周りの大気との相互作用によって生じる現象を推論するものである。たとえば同じ位置にあった場合には合体して1つの積雲群となること、別々に推論された積雲から噴き出す風の収束や発散を診断して鉛直風とすること、地表に積雲の降雨にともなう下降風がぶつかった場合にはそれを水平風に置き換えて、周りの風との収束発散を診断して上昇風の生起を診断することが CIM の役割である。

もう1つは推論管理システム (Truth Maintenance System, TMS) である。これは推論して得られた予測の誤りを修正して、予測誤差の影響が後の推論に影響しないためのものである。以下に TMS による予測誤差修正手法について説明する。1 サイクルの推論終了時に得られる推論結果の大気状態や予測された降雨域と、予測時点に相当する時間・空間の観測された大気状態・降雨域を比較して推論の修正を行う。特に降雨域については、レーダーの面的情報とテレメータ・アメダスの地点降雨情報の両方を取り込む必要があると考えている。その際に予測誤りは推論の初期条件すなわち MADS の出力情報に原因を求める。予測結果から原因となる初期条件を追及するために de Kleer⁹⁾ の Assumption based Truth Maintenance System (ATMS) を用いる。以下に、その方法を簡単に述べる。観測された情報と推論・予測結果情報を比較し、定性的に一致しているものは正しく推論できたものとし、一致しないものは誤って推論したものとする。また、観測情報を入手できなかった場合には推論・予測結果と比較は行わず、その評価はわからないものとする。その上で、誤って推論・予測された結果から推論を逆向きに遡ることによって原因となる初期条件を探す。見つけられた初期条件のうち、正しく推論・予測された結果の初期情報を除き、残った疑わしい初期情報を1つ1つあるいは複数個の組でもって訂正し、観測値にあう予測結果を導く推論を行うまで続け、その結果および推論過程を次のサイクルの推論に初期値などの形で活用しようとするものである。

4.7. 数値計算による短時間降雨予測手法との比較に関する考察

本節では数値計算による降雨予測手法と、本研究で提案する推論を用いた短時間降雨予測手法の比較を整理し、考察を行うことで、本手法の有効性を評価する。

実時間洪水制御を支援するための短時間降雨予測手法としての評価項目は、1.1.で述べた河川管理者が実時間洪水制御支援システムに期待する機能から、予測精度、予測結果の妥当性の検証しやすさ、予測時の煩雑な操作の有無があげられる。さらに、初期値の獲得も含めた計算にかかる時間も実時間制御においては極めて重要な項目であり、手法を導入する際の費用も現実的に重要な項目である。これらの項目のうち、ここでは主として予測精度、予測結果の妥当性の検証しやすさについて考察を行う。

本手法とメソβスケールの現象を解像する数値モデルを比較する。ここで、メソβスケールの現象を解像する数値モデルとして、現在気象庁で開発中の狭領域モデル⁵⁾を想定し、以下では狭領域モデルと呼ぶ。狭領域モデルは10kmメッシュのグリッドスケールを有している。狭領域モデルは、本手法で表現した35[km] × 30[km]の領域内の降雨分布を表現できるわけではなく、50km程度のスケールの雨域を表現することができる。狭領域モデルと推論による降雨予測手法の共通点はともに初期値における水蒸気の空間変動が、予測精度の向上に必要不可欠であるという点である。これは、降雨予測を行う上で水蒸気情報がきわめて重要でありながら、その観測手段がなかったからである。そのため、本論文第2章で述べたGPSを用いた水蒸気観測に期待がもたれているのである。気象庁数値予報課では狭領域モデルにとってGPSによる可降水量情報は不可欠であると考え、それを変分法を用いた4次元同化手法 (Four Dimensional Data Assimilation, 4DDA) によって初期値に導入する研究を進めている。

水蒸気に限らず初期値情報に空間変動をいかに取り込むかは、狭領域モデルにとって重要な課題である。なぜなら、初期値情報と予測すべき降雨現象を生起するような場の情報が異なっているために初期値導入後モデルの中での6時間程度は、降水現象がうまく表現できないという問題があるからである。これをスピン・アップ問題という。逆にスピン・アップ問題を起こさないような初期値場を求めることができれば、それを推論による降雨予測手法に導入することにより、予測精度は確実に向上することが期待できる。推論による降雨予測手法でも、初期値導入後すぐの予測結果には、雨域や残留降水粒子の影響を考慮できないことによる予測精度の低下が見られたが、狭領域モデルのスピン・アップ問題ほど顕著ではない。

また、3.で述べたように、メソモデルではモデルが表現しているスケールより小さな現象を取り込むことは容易ではない。例えば、小さな谷を遡上する風などは、メソモデルでは表現できないことが多い。しかし、流域に注目した豪雨を予測する場合このような現象によって、降雨が生起されることもあり得る。この問題を推論による短時間降雨予測手法では、定性的な情報を扱うことによって解決している。すなわち、小さなスケールの情報であっても、注目している現象に大きな影響を及ぼすことがわかっていれば、それを定性的な初期値あるいは知識として、予測に取り入れることが可能である。

短時間降雨予測を実時間で行うときには、完全な予測結果を出力することができるならば、降雨予測結果だけに注目すればよいが、予測に誤差があると考えられるときには予測結果の解釈が必要となる。実時間で洪水制御を行っている河川管理者にとって数値モデルの出力結果を解釈することは、かなりの熟練と気象学的知識を要する。さらに、それができてモデルの予測誤差の原因がいくつか考えられたときにも、それを修正することは、ほぼ不可能である。それは、初期値が他の現象に及ぼす影響にも注意し、試行錯誤的に初期値の変更をしなくていけないからである。一方、推論による短時間降雨予測手法では、因果関係を明確に表

示することが可能であるので、予測結果を実時間で解釈することは数値モデルほど困難ではない。因果関係が明確であるので、予測誤差の原因が見つかったときに、それを修正することもそれほど困難ではない。さらに因果関係を自動で発見してそれを自動修正するような機能を付加することにより、さらに予測誤差の原因の修正による誤差伝搬の防止は容易になる。

狭領域モデルなどの数値モデルは、因果関係がわかっていないもの同士の因果関係を新たに発見することや、ある現象が別の現象に与える影響を詳細に定量的に考察することが可能である。これは推論による短時間降雨予測手法では望むことができないものである。さらに、狭領域モデルの研究、開発が進めば、推論を用いた短時間降雨予測手法の初期値が向上することが望まれ、それにより予測精度が向上する。

次に本手法と積雲を解像する程度のスケールをもつ数値モデルを比較する。ここで、積雲を解像する程度のスケールをもつ数値モデルとして本論文第1章で用いたモデルを想定し、以下では積雲モデルと呼ぶ。積雲モデルを3次元で用いれば35[km] × 30[km]の領域内の降雨分布を表現することが可能であり、さらに、空間内の降水粒子の数や水蒸気分布などの詳細な情報も出力することが可能である。積雲モデルにとっても初期値での水蒸気情報が重要なことは、その他のモデルと変わりなく、領域内に与える水蒸気情報の変動によって出力される値は変化するので、定量的かつ詳細な初期値情報が必要となる。一方で、本論文第1章で用いた積雲モデルでは、ラジオゾンデ観測によって得た初期値を用いた場合にはスピニアップ問題は生じなかった。これは、極めて小さな空間内で計算を行っているためであると考えられる。

一方で、積雲モデルを用いて予測を行う際の極めて重大な問題点は、計算時間が膨大で、コストが極めて高いことである。そのため、積雲モデルを実時間予測に用いることは現時点では不可能である。また、予測結果を実時間で解釈し、因果関係をつかむことは極めて専門的な気象学の知識を必要とする。

計算時間の問題は、現在の計算機の発達を考えれば早い段階で解決できるかもしれない。それに備えて、実時間の降雨予測に耐えられる積雲モデルを開発することは必要であると考えている。しかし、河川管理者に支援を行う目的として積雲モデルを用いるのであれば、支援のために降雨分布とは別の形の情報提供や、自動修正の機能が必要である。それはすなわち推論による短時間降雨予測手法が目指したものである。したがって、たとえ積雲モデルが実時間降雨予測に用いられるような、初期値場の取得や計算速度の向上があったとしても、それによって本手法が不要であるとは考えられない。

以上、まとめると推論を用いた短時間降雨予測手法は数値モデルや数値解析によって得られた知見を蓄え、その時の大気の状態などによって、その知見を適切に用いて流域において実時間で豪雨の生起・発達に関する予測を行い、河川管理者が洪水を制御するための支援情報の提供を行うためには、有効な手法であるといえる。

最後に手法導入の際の費用についていえば、本手法の開発環境はTable 3.4.4であるので、導入時にかかる費用は汎用機を用いた手法に比べれば極めて低額となる。

Table 3.4.4. Developing Environment for SRAI,

Machine	Apple Power Macintosh
Software	Macintosh Common Lisp V4.0
	Symantic C/C++
Weather Data	GMS-5 IR1(10.5-11.5 μ m) Data. (Obtained by DPRI, Kyoto Univ.)
	RSM GPV Data (Thanks for JWA)

5. 結語

本章では、数値計算を主体とする従来型の予測手法とは異なる、知識ベースに蓄えられた降水物理過程を用いて推論によって豪雨を生起するような積雲の発達過程を求め、その結果、降雨予測を行うような予測手法を展開してきた。

まず、1.で、本章のアプローチの妥当性と有効性について述べたのち、2.では本手法で用いた情報工学的推論手法を概説し、流出モデルを定性的に表現したモデルで流出予測を行うことから、定性的な降雨予測結果を用いて洪水制御を支援する可能性を述べた。3.では定性推論を用いた風の挙動を診断する方法を提案し、4.で降雨予測手法を詳細に述べ、それを用いて1時間の降雨予測を行って結果と考察を述べてきた。さらに、今後予測時間を6～12時間にのばしていくために必要な機能について、導入計画を記述した。

本手法は流域内部での降雨分布の予測精度の点からいえば、完全といえるものではない。この問題点は、いままでメソスケールで情報が得られなかった水蒸気に関する情報を得ることができればかなり解決されることを示した。数値モデルが新たな情報を計算初期値として導入するためには、データ同化手法が必要になるのに対し、本手法は、定性的情報を用いるために新たな観測値を用いることが容易である。また、数値モデルのデータ同化手法に対応するものとして、前の時間の予測と観測システムとの整合性を考慮した長時間予測によって推論上の矛盾を引き起こすことなく、新たな観測情報を用いることができる。このことは、数値計算による予測手法では困難な小さなスケールの地形の影響を受けた風を考慮して、予測精度を向上させることができるという利点も生んでいる。

本手法を強い降雨が流域全体に生起している場所に適用すれば、確実に予測することができた。また、流域内での降雨分布が見られるようなときにも、予測結果は流域内での降雨分布を表現していた。このように、洪水制御が必要となるような降雨について、予測を行う可能性を示した。また、降雨分布の違いをもたらすような積雲の物理過程を詳細にかつ簡明に示すことで予測の信頼度を向上させている。予測に誤りがあった場合には初期情報を様々に変更して、様々な予測を行うことで、初期値が与える影響を調査することもできる。これを実時間で行う可能性を有することが本手法の利点の一つであり、数値計算による手法では実現困難な利点である。この利点は、本手法を河川管理者だけでなく学生・生徒の教育目的に用いることに結びついていくものであり、本手法の現場への適応に期待を持たせるものである。

また、予測誤りがあった場合に、手動ではなく自動でその原因を探り、修正を行う機能があれば、緊急の場面において使用者の手を煩わせることなく予測精度を向上させることができる。4.6.にその可能性と実現計画について述べた。

本手法は、上述した課題を解決することで、良い精度で流域内の降雨分布を予測し、洪水制御支援手法として実際の洪水制御の場面に用いることができるようになるものと確信する。

参 考 文 献

- 1) 大石哲・池淵周一・井辻英雄 (1991)：定性推論を用いた実時間洪水制御支援システムの開発，土木学

- 会第 46 回年次学術講演会, II, pp.276-277.
- 2) 大石哲・池淵周一 (1993): 実時間洪水制御支援のための降雨予測知識の獲得と適用, 京都大学防災研究所年報第 36 号 B-2, pp.219-230.
 - 3) 大石哲・渡部成雄・池淵周一 (1995): 情報工学的問題解決法を用いた局地降雨予測手法の開発に関する研究, 京都大学防災研究所年報第 38 号 B-2, pp. 303-315.
 - 4) 小倉義光 (1984): 一般気象学, 東京大学出版会.
 - 5) 気象庁予報部 (1991): 狭領域モデルの課題と展望, 数値予報課報告 別冊第 37 号
 - 6) 気象庁予報部予報課 (1992): メソ量的予報技術の確立について (第 2 年度), 研究時報 第 44 巻 5 号, pp.301-329.
 - 7) 椎葉充晴・中北英一 (1992): 降雨と流出の実時間予測手法について, 気象予測とその水文・水資源学への応用, pp.131-143.
 - 8) 高橋劭・阿波田康裕 (1993): 詳細な雲の微物理過程を考慮した二次元積雲の数値実験, 京都大学防災研究所年報, 第 36 号 B-2, pp.189-217.
 - 9) de Kleer, J. (1986): An Assumption-based Truth Maintenance System, *Artificial Intelligence*, 28, pp.127-162.
 - 10) Gonzalez, A.J. and D.D. Dankel (1993): The Engineering of Knowledge-Based Systems, *Prentice Hall*.
 - 11) Shortliffe, E.A. (1974): MYCIN: A Rule-based Computer Program for Advising Physicians Regarding Antimicrobial Therapy Selection, *Ph.D Dissertation*, Stanford University, Stanford CA.
 - 12) Oishi, S. and S. Ikebuchi (1994): Knowledge Acquisition and Qualitative Reasoning for Flood Control, *Stochastic and Statistical Methods in Hydrology and Environmental Engineering*, Vol.4, Kluwer Academic Publishers, pp.321-334.
 - 13) Oishi, S. and S. Ikebuchi (1996): Inference of Local Rainfall by using Qualitative Reasoning, *Qualitative Reasoning -The Tenth International Workshop-*, AAAI Technical Report WS-96-01, pp.181-190.
 - 14) Scarl, E.A., J.R. Jamieson and C.I. Delaune (1991): A Fault Detection and Validation through Knowledge of Structure and Function, *IEEE Transactions on Systems, Man and Cybernetics*, Vol.SMC-17, No.3, pp.360-368.

結 論

本論文は、豪雨を生起させるような積雲の発達過程をつかさどる物理過程、特に雲物理過程に注目してその理解、表現を軸として、洪水制御支援環境の開発に関する研究をまとめたものである。すなわち、洪水制御に係わる計画、観測、現象理解、予測に関して知見を獲得し、手法を開発することで、適切な洪水制御を行うための支援に必要な情報・手法を提供してきた。具体的には、豪雨メカニズムの解明、豪雨を予測する際に必要な観測手段、短時間降雨予測手法、および洪水防御計画のための可能最大降水量の算定を行った。

第1章では、雲物理過程を重視した積雲の構造解析を通して、洪水を生起するような豪雨現象をもたらす積雲に対して、山岳地形がもたらす影響について考察した。この研究は、本論文全体を通して基礎となる降水物理過程、特に雲物理過程に関する理解を深めるという意味もあった。

第1章ではまず、雲物理過程を陽に表現した非圧縮・非静水圧モデルに地形の影響を考慮するために、テンソル解析の手法を応用して厳密に座標変換を施し、地形の影響を直接考慮できるモデルの開発を行った。その際に気圧の診断方程式を高速フーリエ変換を用いたボアソン方程式の解法を用いて、収束計算によって解いた。

その後、地形を与えずに地形の影響によって生起したと考えることができる強制鉛直風を初期値として、その風速が積雲の発達過程と積雲からの降雨量に与える影響について考察した。考察の結果、地形によって生起されたとみなすことのできる鉛直上昇風は、発達期に凝結する降水粒子の量を増加させ、積雲のその後の発達を促す効果があることを示した。一方で、氷晶が生起される層の高度まで下層の湿った空気を持ち上げることができるような強い上昇風が存在する積雲では、水蒸気は容易に氷晶となり、空中に留まってなかなか落ちてこないため、地上における降雨量と積雲の発達は増加関係ではなくなる。すなわち、初期鉛直上昇風の強さに、あるしきい値が存在し、それを越えた初期鉛直上昇風を与えても降水量は増加しないことを示した。

続いて、仮想的な山岳地形をモデルに導入し、仮想的な不安定大気を与えて、地形の標高と水平スケールが積雲の発達過程に与える影響について考察した。考察によって、一般風が地形を介して積雲の成長過程に与える影響は、山岳の標高が雲底高度よりも低い場合では対流発生のトリガーとしてだけであるのに対し、山岳が雲底高度よりも高い場合では、一般水平風速によって異なる影響が生ずる。すなわち、強い一般風が吹いている場合では山岳の水平スケールが大きい場合と小さい場合では2番目以降の強い降雨域の発生の有無によって地点総降雨量に変化が生じる。また一般風の強度が最初に生起する積雲による気流の乱れよりも弱い場合では、山岳の水平スケールの違いによる差は明瞭でなくなることを示した。

また、モデル内での水平風速に鉛直シアを与え、その影響によって積雲が停滞する状況が生起しうることを示し、循環系が生起されるか否かの判断は風のプロファイルによって決まる風の逆転層の高度と気温と湿度のプロファイルによって決まる電が生成する領域の高度の比較によって可能であることを示した。

最後に、福井県東部を流れる九頭竜川流域を対象として、実際の地形と観測によって得た大気条件をモデルに組み入れて、積雲の発達過程とその結果の降雨現象が地形や大気条件の影響を受ける様子を再現すると

ともに、降雨生起を予測する際に必要な知見を獲得した。その結果、強い降雨をもたらすために不可欠な雹の生成には、気温 10℃から-10℃の層における十分な水蒸気が必要であることがわかった。また、険しい山岳地形による強制上昇風によって過冷却水滴と氷晶とが衝突する凍結過程が大きな影響を持つことが示された。さらに、地形による強制下降風は降雨の集中化をもたらし、下降風が起きている場所で非常に強い降雨が生起していることから、水蒸気を考慮しない数値計算により強い降雨をもたらす地点を予測することの可能性を示した。

第1章全体を通して、地形が積雲の発達過程に影響を及ぼした結果として生起する降雨現象について、特に豪雨と呼ばれる極めて強い降雨現象については霰や雹の発達過程に注目することが重要であるとの認識を得た。すなわち、豪雨と呼ばれる現象を理解・予測するためには、水滴や小さな氷粒が接触することによって生じる、接触凍結過程、着氷過程によって生成する霰や雹を観察、解析し、霰や雹の生成を予測することが重要であるという結論を得た。

第2章では、第1章で得た雲物理過程に対する理解、モデリング手法、解析手法の応用を2例行った。

その1つは、洪水防御計画策定の際の計画降雨決定にとって重要な情報となりうる可能最大降水量 (PMP) に注目し、その推定手法に積雲モデルを適用して、狭域・短時間の PMP を推定した。本手法は、従来の統計的手法によるものではなく、物理的根拠を持った数値モデルに様々な大気状態を導入して多数の計算を行い、最も効率よく降水粒子を生成する大気が、最も効率よく降水粒子を落下させることによって、考える最大の降水量を求めようとするものである。その時、手法に物理的意味を持たせると同時に多数回の計算をこなすために、1次元積雲対流モデルを用いていることが本手法の特徴である。このアプローチによって近畿地方において数 $\text{km}^2 \cdot 10$ 分間の PMP は 80mm であるという結論を得た。

また、メソスケールの大気現象の理解・予測を進める上で大きな障壁となっている、水蒸気分布の空間変動に対して、その障壁を打破するものと期待がもたれる GPS を用いた水蒸気観測に対して、可降水量を求める従来の方法とは異なる手法を提案した。それは、第1章で重要視すべきであると認識された、上空の雹や霰の生成がもたらす水蒸気擾乱に注目してその擾乱の位置と擾乱の起源を推定するものである。これは流域内の降雨分布を実時間で観測・予測する際に極めて有効な情報となりうる。この手法に対し、第1章のモデルを用いた積雲内の水蒸気分布結果を適用して、手法の検討を行った。その結果、水蒸気擾乱の波長の半分程度の観測網を用いれば、水蒸気擾乱の位置を適切に推定できる手法であり、きわめて高密度な観測網を展開することができれば、精度の良い水蒸気擾乱の位置推定とその擾乱の起源となっている物理過程の特定をも可能にする手法であることが示された。

第3章では、実時間洪水制御にとって最も重要な情報となる短時間降雨予測情報を、情報工学的推論手法によって推定する手法を開発し、実際の降雨現象にその手法を適用した。本手法は、従来の運動学的外挿による短時間降雨予測手法や物理的メソモデルの開発を通して達成されることが期待される短時間予測手法とは異なり、人間が気象学的知識を用いて状況を予測する方法をシミュレートした、推論による短時間予測手法である。本手法は、取得された観測情報を定性的情報に変換し、気象学の知識を定性推論の手法によって知識ベース化したものを用いて、起こりうる現象を推論エンジンによって推論していくという手法である。その時に、積雲の発達過程をつかさどる雲物理過程を重視した降水物理過程を定性的に知識ベース化し、豪雨をもたらす積雲の発達過程をシミュレートするモデルベース推論を用いて、積雲の発達の結果降雨が予測され、さらにその予測結果が次の時間の予測に引き継がれていくという、概念モデルの形態をもつものと

なっている。

本手法によって、流域内の降水分布が取得できる可能性が示された。この分布は現在開発中のメソモデルより小さい降雨分布を出力するものである。また、本手法では数値モデルでは表現できないスケールの現象も、それが注目している降水過程に影響を及ぼすことがわかっていれば、定性的にその影響を取り込むことができるという利点を持つ。さらに、予測結果の因果関係を出力すること、予測間違いの原因となった初期情報を変更して予測を修正し、予測間違いが長時間予測結果に伝搬しないようにすることといった機能を備え、単に降雨分布を出力することにとどまらない、河川管理者が実時間洪水制御を行っている際の支援情報としての短時間降雨予測情報提供を行った。

以上の研究を通して、洪水制御支援環境の開発を行ってきた。

本研究の背景には、日本のような急峻な河川を持つ国土において、洪水制御を行うためには、降雨に関する情報が極めて重要であるという認識があった。また、流域を管理する際に必要な情報が極めて小さなスケールを対象としており、よくあうようになったと言われる天気予報（短期予報）でもそのスケールの現象を表現しきれていないという現状があった。すなわち、水文学・水資源工学にとって、その入り口に存在する降水現象の流域スケールでの把握が急務であった。そこで、流域を対象とした降水現象の理解を深める過程を通して、知見の獲得、観測手段の開発、定量的推定、予測を降水物理過程に注目して行ってきた研究の成果が本論文である。本研究を通して、流域スケールの降雨現象の全容をつかんだとは思っていないが、同じ雲物理過程を軸としていても、目標とする成果に応じて異なる表現方法が存在し、それを適切に使用して目標を達成していく方法を示すことができたと認識している。そのような過程を経て現象を理解していくことが、工学であると考えており、本論文は工学における降雨現象に対するアプローチの1方法を示したものである。

最後に本論文が、洪水災害の軽減に少しでも役立つことを祈念し、本論文の結論とする。

本研究を遂行するにあたり、京都大学防災研究所 池淵周一 教授には終始変わらぬご指導、ご鞭撻を賜りますとともに、最高の研究環境を提供していただき、常に温かいご配慮を賜りました。また、京都大学名誉教授 高棹琢馬 先生には、大所高所からご指導を賜りました。言葉で申し尽くせるものではありませんが、衷心より感謝申し上げますとともに、厚くお礼申し上げます。

京都大学防災研究所 中北英一 助教授には、常に研究に関する議論をさせていただき、またあらゆる面でご相談させていただきました。衷心より感謝申し上げます。

京都大学防災研究所 小尻利治 教授、椎葉充晴 教授、岡田憲夫 教授、岡太郎 教授、宝馨 助教授、立川康人 助教授、京都大学大学院工学研究科 堀智晴 助教授、鳥取大学工学部 矢島啓 助手には適切な助言をいただきました。厚くお礼申し上げます。

京都大学大学院工学研究科 田中賢治 助手、京都大学防災研究所 市川温 助手、京都大学大学院 中川勝広 君には種々の議論をさせていただきました。ここに、感謝の意を表します。

また、京都大学防災研究所、京都大学大学院工学研究科土木工学専攻、土木システム工学専攻、環境地球工学専攻の先生方、水文・水資源学会および土木学会の諸先生方には温かい励ましと、適切なご助言をいただきました。厚くお礼申し上げます。

本研究で行った観測の際には、建設省近畿地方建設局九頭竜川ダム統合管理事務所 宮越秀一 専門職に様々なご配慮をいただきました。また、本研究で用いた数値気象データは気象協会関西本部からいただいたものであります。ここに、厚くお礼申し上げます。

また、本研究の遂行に助力をいただいた、渡部成雄君、木谷有吾君、辻基宏君、猪阪昇治君、高橋輝明君をはじめとする、京都大学防災研究所池淵研究室の学生諸君に感謝の意を表する次第であります。

付録

A. 地形の影響を考慮した力学モデルの詳細

ここでは, Pielke¹⁷⁾, Gal-Chen⁸⁾ および池田¹⁾ を参考にして, 大気力学モデルを一般化座標系に変換する. その際には, テンソル解析の手法を用いて行った.

ここで, 付録 A. で用いる記号を以下に示す.

x^i	The i compornanet of the rectangular coordinate system
\bar{x}^i	The i compornanet of the the transformed coordinate system
u^i	The i compornent of wind speed vector in x^i coordinate system
\bar{u}^i	The i compornent of wind speed vector in \bar{x}^i coordinate system
ρ	The density of air
g	Acceleration of gravity
θ	Potential temperature
C_p	Specific heat of dry air
R_d	Gas constant of dry air
π'	Perturbation of $\pi = (p/p_0)^{R_d/C_p}$
p	Pressure
H	Height of calculated area
Z_g	Height of Topography
Q_v	Water vapor mixing ratio
Q_w	Total mixing ratio of precipitation particles
F	Diffusion term in x^i coordinate system ($= K_m e^{ij}$)
\bar{F}	Diffusion term in \bar{x}^i coordinate system ($= K_m \bar{e}^{ij}$)
G^{mn}	The contravariant compornent of the metric tensor
G_{mn}	The covariant compornent of the metric tensor
$\left\{ \begin{smallmatrix} i \\ m \ n \end{smallmatrix} \right\}$	Christoffel symbol of second kind
$G^{1/2}$	Jacobian

また, 以下の式内ではアインシュタインの総和に関する規約を用いている.

本研究で用いた一般化座標系は σ 座標系と呼ばれ, Eq.(A.1) で表される.

$$\begin{aligned} \bar{x}^1 &= x^1, \\ \bar{x}^2 &= x^2, \\ \bar{x}^3 &= \sigma = H \left(\frac{x^3 - Z_g}{H - Z_g} \right). \dots\dots\dots (A.1) \end{aligned}$$

A.1. ヤコビアン

ヤコビアンは以下の式で定義される.

$$G^{1/2} = \left| \frac{\partial x^i}{\partial \bar{x}^m} \right| = \left| \frac{\partial \bar{x}^m}{\partial x^i} \right|^{-1}, \quad \dots\dots\dots (A.2)$$

ここで, Eq.(A.1) を用いればヤコビアンは,

$$G^{1/2} = \frac{\partial z}{\partial \sigma} = \frac{1}{\partial z / \partial \sigma} = \frac{H - Z_g}{H}, \quad \dots\dots\dots (A.3)$$

となる.

A.2. 計量テンソル

A.2.1. 反変成分

計量テンソルの反変成分は以下の式で定義される.

$$G^{mn} = \frac{\partial \bar{x}^m}{\partial x^i} \frac{\partial \bar{x}^n}{\partial x^i}, \quad \dots\dots\dots (A.4)$$

ここで, Eq.(A.1) を用いれば計量テンソルの反変成分は,

$$G^{mn} = \begin{bmatrix} 1 & 0 & \frac{\partial Z_g}{\partial x} \frac{\bar{x}^3 - H}{H - Z_g} \\ 0 & 1 & \frac{\partial Z_g}{\partial y} \frac{\bar{x}^3 - H}{H - Z_g} \\ \frac{\partial Z_g}{\partial x} \frac{\bar{x}^3 - H}{H - Z_g} & \frac{\partial Z_g}{\partial y} \frac{\bar{x}^3 - H}{H - Z_g} & (\frac{\bar{x}^3 - H}{H - Z_g})^2 \left[\left(\frac{\partial Z_g}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial Z_g}{\partial y} \right)^2 \right] + \left(\frac{H}{H - Z_g} \right)^2 \end{bmatrix} \quad \dots\dots\dots (A.5)$$

となる.

A.2.2. 共変成分

反変成分と同様に, 計量テンソルの共変成分である,

$$G_{mn} = \frac{\partial x^i}{\partial \bar{x}^m} \frac{\partial x^i}{\partial \bar{x}^n}, \quad \dots\dots\dots (A.6)$$

は, Eq.(A.1) を用いれば,

$$G_{mn} = \begin{bmatrix} 1 + \left(\frac{H - z}{H - Z_g} \right)^2 \left(\frac{\partial Z_g}{\partial \bar{x}^1} \right)^2 & \left(\frac{H - z}{H - Z_g} \right)^2 \frac{\partial Z_g}{\partial \bar{x}^1} \frac{\partial Z_g}{\partial \bar{x}^2} & \frac{H - z}{H} \frac{\partial Z_g}{\partial \bar{x}^1} \\ \left(\frac{H - z}{H - Z_g} \right)^2 \frac{\partial Z_g}{\partial \bar{x}^1} \frac{\partial Z_g}{\partial \bar{x}^2} & 1 + \left(\frac{H - z}{H - Z_g} \right)^2 \left(\frac{\partial Z_g}{\partial \bar{x}^2} \right)^2 & \frac{H - z}{H} \frac{\partial Z_g}{\partial \bar{x}^2} \\ \frac{H - z}{H} \frac{\partial Z_g}{\partial \bar{x}^1} & \frac{H - z}{H} \frac{\partial Z_g}{\partial \bar{x}^2} & \left(\frac{H - Z_g}{H} \right)^2 \end{bmatrix} \quad \dots\dots\dots (A.7)$$

となる. これを σ 座標系を用いて表すと以下のようになる.

$$G_{mn} = \begin{bmatrix} 1 + \left(\frac{\bar{x}^3 - H}{H} \right)^2 \left(\frac{\partial Z_g}{\partial \bar{x}^1} \right)^2 & \left(\frac{\bar{x}^3 - H}{H} \right)^2 \frac{\partial Z_g}{\partial \bar{x}^1} \frac{\partial Z_g}{\partial \bar{x}^2} & -\frac{(\bar{x}^3 - H)(H - Z_g)}{H^2} \frac{\partial Z_g}{\partial \bar{x}^1} \\ \left(\frac{\bar{x}^3 - H}{H} \right)^2 \frac{\partial Z_g}{\partial \bar{x}^1} \frac{\partial Z_g}{\partial \bar{x}^2} & 1 + \left(\frac{\bar{x}^3 - H}{H} \right)^2 \left(\frac{\partial Z_g}{\partial \bar{x}^2} \right)^2 & -\frac{(\bar{x}^3 - H)(H - Z_g)}{H^2} \frac{\partial Z_g}{\partial \bar{x}^2} \\ -\frac{(\bar{x}^3 - H)(H - Z_g)}{H^2} \frac{\partial Z_g}{\partial \bar{x}^1} & -\frac{(\bar{x}^3 - H)(H - Z_g)}{H^2} \frac{\partial Z_g}{\partial \bar{x}^2} & \left(\frac{H - Z_g}{H} \right)^2 \end{bmatrix} \quad \dots\dots\dots (A.8)$$

A.3. 第2種クリストッフエル記号

第2種クリストッフエル記号は以下の式で定義される,

$$\left\{ \begin{matrix} i \\ m \quad n \end{matrix} \right\} = \frac{\partial^2 x^j}{\partial \bar{x}^m \partial \bar{x}^n} \frac{\partial \bar{x}^i}{\partial x^j}. \quad \dots\dots\dots (\text{A.9})$$

ここで, **Eq.(A.1)** を用いて, 各成分の値を求める,

$$\left\{ \begin{matrix} 1 \\ m \quad n \end{matrix} \right\} = \frac{\partial^2 x^j}{\partial \bar{x}^m \partial \bar{x}^n} \frac{\partial \bar{x}^1}{\partial x^j} = \frac{\partial^2 x^1}{\partial \bar{x}^m \partial \bar{x}^n} = 0, \quad \dots\dots\dots (\text{A.10})$$

$$\left\{ \begin{matrix} 2 \\ m \quad n \end{matrix} \right\} = \frac{\partial^2 x^j}{\partial \bar{x}^m \partial \bar{x}^n} \frac{\partial \bar{x}^2}{\partial x^j} = \frac{\partial^2 x^2}{\partial \bar{x}^m \partial \bar{x}^n} = 0, \quad \dots\dots\dots (\text{A.11})$$

$$\left\{ \begin{matrix} 3 \\ 1 \quad 1 \end{matrix} \right\} = \frac{H - \bar{x}^3}{H - Z_g} \frac{\partial^2 Z_g}{\partial (\bar{x}^1)^2}, \quad \dots\dots\dots (\text{A.12})$$

$$\left\{ \begin{matrix} 3 \\ 1 \quad 2 \end{matrix} \right\} = \frac{H - \bar{x}^3}{H - Z_g} \frac{\partial^2 Z_g}{\partial \bar{x}^1 \partial \bar{x}^2}, \quad \dots\dots\dots (\text{A.13})$$

$$\left\{ \begin{matrix} 3 \\ 2 \quad 2 \end{matrix} \right\} = \frac{H - \bar{x}^3}{H - Z_g} \frac{\partial^2 Z_g}{\partial (\bar{x}^2)^2}, \quad \dots\dots\dots (\text{A.14})$$

$$\left\{ \begin{matrix} 3 \\ 1 \quad 3 \end{matrix} \right\} = -\frac{1}{H - Z_g} \frac{\partial Z_g}{\partial \bar{x}^1}, \quad \dots\dots\dots (\text{A.15})$$

$$\left\{ \begin{matrix} 3 \\ 2 \quad 3 \end{matrix} \right\} = -\frac{1}{H - Z_g} \frac{\partial Z_g}{\partial \bar{x}^2}, \quad \dots\dots\dots (\text{A.16})$$

$$\left\{ \begin{matrix} 3 \\ 3 \quad 3 \end{matrix} \right\} = 0. \quad \dots\dots\dots (\text{A.17})$$

A.4. 運動方程式

一般化座標系の運動方程式の展開した形を示す. ただし, 第2成分は本研究では用いていないので省略する.

A.4.1. 変換後の運動方程式 ($i = 1$)

$$\begin{aligned} \frac{\partial \bar{u}^1}{\partial t} = & -\frac{1}{G^{1/2} \rho_0} \left\{ \frac{\partial}{\partial \bar{x}^1} \left(G^{1/2} \rho_0 \bar{u}^1 \bar{u}^1 \right) + \frac{\partial}{\partial \bar{x}^2} \left(G^{1/2} \rho_0 \bar{u}^1 \bar{u}^2 \right) + \frac{\partial}{\partial \bar{x}^3} \left(G^{1/2} \rho_0 \bar{u}^1 \bar{u}^3 \right) \right\} \\ & + \frac{1}{G^{1/2}} \left\{ \frac{\partial}{\partial \bar{x}^1} \left(G^{1/2} \bar{F}^{11} \right) + \frac{\partial}{\partial \bar{x}^2} \left(G^{1/2} \bar{F}^{12} \right) + \frac{\partial}{\partial \bar{x}^3} \left(G^{1/2} \bar{F}^{13} \right) \right\} \\ & - \frac{C_p \theta_0}{G^{1/2}} \left\{ \frac{\partial}{\partial \bar{x}^1} \left(G^{1/2} \pi' \right) + \frac{\partial}{\partial \bar{x}^3} \left(G^{1/2} G^{13} \pi' \right) \right\}. \quad \dots\dots\dots (\text{A.18}) \end{aligned}$$

A.4.2. 変換後の運動方程式 ($i = 3$)

$$\begin{aligned}
\frac{\partial \bar{u}^3}{\partial t} = & -\frac{1}{G^{1/2}\rho_0} \left\{ \frac{\partial}{\partial \bar{x}^1} (G^{1/2}\rho_0 \bar{u}^3 \bar{u}^1) + \frac{\partial}{\partial \bar{x}^2} (G^{1/2}\rho_0 \bar{u}^3 \bar{u}^2) + \frac{\partial}{\partial \bar{x}^3} (G^{1/2}\rho_0 \bar{u}^3 \bar{u}^3) \right\} \\
& - \left[\left\{ \begin{smallmatrix} 3 \\ 1 & 1 \end{smallmatrix} \right\} \bar{u}^1 \bar{u}^1 + 2 \left\{ \begin{smallmatrix} 3 \\ 1 & 2 \end{smallmatrix} \right\} \bar{u}^1 \bar{u}^2 + 2 \left\{ \begin{smallmatrix} 3 \\ 1 & 3 \end{smallmatrix} \right\} \bar{u}^1 \bar{u}^3 \right. \\
& \quad \left. + \left\{ \begin{smallmatrix} 3 \\ 2 & 2 \end{smallmatrix} \right\} \bar{u}^2 \bar{u}^2 + 2 \left\{ \begin{smallmatrix} 3 \\ 2 & 3 \end{smallmatrix} \right\} \bar{u}^2 \bar{u}^3 \right] \\
& + \frac{H}{H - Z_G} \cdot g \left(\frac{\theta'}{\theta_0} + 0.61 Q'_v - Q_w \right) \\
& + \frac{1}{G^{1/2}} \frac{\partial}{\partial \bar{x}^j} (G^{1/2} \bar{F}^{3j}) + \left\{ \begin{smallmatrix} 3 \\ m & n \end{smallmatrix} \right\} \bar{F}^{mn} \\
& + \frac{1}{G^{1/2}} \left\{ \frac{\partial}{\partial \bar{x}^1} (G^{1/2} \bar{F}^{31}) + \frac{\partial}{\partial \bar{x}^2} (G^{1/2} \bar{F}^{32}) + \frac{\partial}{\partial \bar{x}^3} (G^{1/2} \bar{F}^{33}) \right\} \\
& + \left\{ \begin{smallmatrix} 3 \\ 1 & 1 \end{smallmatrix} \right\} \bar{F}^{11} + 2 \left\{ \begin{smallmatrix} 3 \\ 1 & 2 \end{smallmatrix} \right\} \bar{F}^{12} + 2 \left\{ \begin{smallmatrix} 3 \\ 1 & 3 \end{smallmatrix} \right\} \bar{F}^{13} \\
& + \left\{ \begin{smallmatrix} 3 \\ 2 & 2 \end{smallmatrix} \right\} \bar{F}^{22} + 2 \left\{ \begin{smallmatrix} 3 \\ 2 & 3 \end{smallmatrix} \right\} \bar{F}^{23} \\
& - \frac{C_p \theta_0}{G^{1/2}} \left\{ \frac{\partial}{\partial \bar{x}^1} (G^{1/2} G^{13} \pi') + \frac{\partial}{\partial \bar{x}^2} (G^{1/2} G^{23} \pi') + \frac{\partial}{\partial \bar{x}^3} (G^{1/2} G^{33} \pi') \right\} \\
& - C_p \theta_0 \pi' \left[\left\{ \begin{smallmatrix} 3 \\ 1 & 1 \end{smallmatrix} \right\} + 2 \left\{ \begin{smallmatrix} 3 \\ 1 & 3 \end{smallmatrix} \right\} G^{13} + \left\{ \begin{smallmatrix} 3 \\ 2 & 2 \end{smallmatrix} \right\} + 2 \left\{ \begin{smallmatrix} 3 \\ 2 & 3 \end{smallmatrix} \right\} G^{23} \right]. \dots\dots\dots (A.19)
\end{aligned}$$

A.4.3. 拡散項

拡散項の定義式である,

$$\bar{F}^{ij} = K_m \bar{e}^{ij} = K_m \left\{ G^{jn} \left(\frac{\partial \bar{u}^i}{\partial \bar{x}^n} \right) + G^{in} \left(\frac{\partial \bar{u}^j}{\partial \bar{x}^n} \right) - \left(\frac{\partial G^{ij}}{\partial \bar{x}^n} \right) \bar{u}^n \right\}, \dots\dots\dots (A.20)$$

を計算するために必要な, \bar{e}^{ij} の各項を示す.

$$\bar{e}^{11} = 2 \left\{ \frac{\partial \bar{u}^1}{\partial \bar{x}^1} + G^{13} \left(\frac{\partial \bar{u}^1}{\partial \bar{x}^3} \right) \right\}, \dots\dots\dots (A.21)$$

$$\bar{e}^{12} = \left\{ \frac{\partial \bar{u}^1}{\partial \bar{x}^2} + G^{23} \left(\frac{\partial \bar{u}^1}{\partial \bar{x}^3} \right) + \frac{\partial \bar{u}^2}{\partial \bar{x}^1} + G^{13} \left(\frac{\partial \bar{u}^2}{\partial \bar{x}^3} \right) \right\}, \dots\dots\dots (A.22)$$

$$\begin{aligned}
\bar{e}^{13} = & \left\{ G^{31} \left(\frac{\partial \bar{u}^1}{\partial \bar{x}^1} \right) + G^{32} \left(\frac{\partial \bar{u}^1}{\partial \bar{x}^2} \right) + G^{33} \left(\frac{\partial \bar{u}^1}{\partial \bar{x}^3} \right) + \left(\frac{\partial \bar{u}^3}{\partial \bar{x}^1} \right) + G^{13} \left(\frac{\partial \bar{u}^3}{\partial \bar{x}^3} \right) \right. \\
& \left. - \left(\left(\frac{\partial G^{13}}{\partial \bar{x}^1} \right) \bar{u}^1 + \left(\frac{\partial G^{13}}{\partial \bar{x}^2} \right) \bar{u}^2 + \left(\frac{\partial G^{13}}{\partial \bar{x}^3} \right) \bar{u}^3 \right) \right\}, \dots\dots\dots (A.23)
\end{aligned}$$

$$\bar{e}^{21} = \bar{e}^{12}, \dots\dots\dots (A.24)$$

$$\bar{e}^{22} = 2 \left\{ \frac{\partial \bar{u}^2}{\partial \bar{x}^2} + G^{23} \left(\frac{\partial \bar{u}^2}{\partial \bar{x}^3} \right) \right\}, \dots\dots\dots (A.25)$$

$$\begin{aligned}
\bar{e}^{23} = & \left\{ G^{31} \left(\frac{\partial \bar{u}^2}{\partial \bar{x}^1} \right) + G^{32} \left(\frac{\partial \bar{u}^2}{\partial \bar{x}^2} \right) + G^{33} \left(\frac{\partial \bar{u}^2}{\partial \bar{x}^3} \right) + \left(\frac{\partial \bar{u}^3}{\partial \bar{x}^2} \right) + G^{23} \left(\frac{\partial \bar{u}^3}{\partial \bar{x}^3} \right) \right. \\
& \left. - \left(\left(\frac{\partial G^{23}}{\partial \bar{x}^1} \right) \bar{u}^1 + \left(\frac{\partial G^{23}}{\partial \bar{x}^2} \right) \bar{u}^2 + \left(\frac{\partial G^{23}}{\partial \bar{x}^3} \right) \bar{u}^3 \right) \right\}, \dots\dots\dots (A.26)
\end{aligned}$$

$$\bar{e}^{31} = \bar{e}^{13}, \dots\dots\dots (A.27)$$

$$\bar{e}^{32} = \bar{e}^{23}, \dots\dots\dots (A.28)$$

$$\begin{aligned} \bar{e}^{33} = \{ & 2 \left(G^{31} \left(\frac{\partial \bar{u}^3}{\partial \bar{x}^1} \right) + G^{32} \left(\frac{\partial \bar{u}^3}{\partial \bar{x}^2} \right) + G^{33} \left(\frac{\partial \bar{u}^3}{\partial \bar{x}^3} \right) \right) \\ & - \left(\left(\frac{\partial G^{33}}{\partial \bar{x}^1} \right) \bar{u}^1 + \left(\frac{\partial G^{33}}{\partial \bar{x}^2} \right) \bar{u}^2 + \left(\frac{\partial G^{33}}{\partial \bar{x}^3} \right) \bar{u}^3 \right) \} \dots\dots\dots (A.29) \end{aligned}$$

A.5. 気圧の式

ここでは、一般化座標系における気圧の診断式を誘導する際の、考え方について説明する。

一般化座標系における気圧の診断式は Eq.(A.30) で表される。

$$\begin{aligned} C_p \theta_0 (\pi' G^{ij})_{,ji} = & - \frac{1}{\rho_0} (\rho_0 \bar{u}^i \bar{u}^j)_{,ji} + \frac{\partial \bar{x}^3}{\partial x^3} \cdot \left[g \left(\frac{\theta'}{\theta_0} + 0.61 Q'_v - Q_w \right) \right]_{,3} \\ & + \frac{1}{\rho_0} (\rho_0 \bar{F}^{ij})_{,ji} - \frac{\partial}{\partial t} \left\{ \frac{1}{\rho_0} (\rho_0 \bar{u}^i)_{,i} \right\} \dots\dots\dots (A.30) \end{aligned}$$

A.5.1. 気圧の項

Eq.(A.30) の左辺は、 $C_p \theta_0 (\pi' G^{ij})_{,j}$ を 1 階のテンソルとみなし、それを共変微分することで展開できる。すなわち、

$$A^i = C_p \theta_0 (\pi' G^{ij})_{,j} \dots\dots\dots (A.31)$$

とみなした後、

$$A^i_{,i} = \frac{\partial A^i}{\partial \bar{x}^i} + \left\{ \begin{matrix} i \\ l \quad i \end{matrix} \right\} A^l = \frac{1}{G^{1/2}} \frac{\partial}{\partial \bar{x}^i} (G^{1/2} A^i), \dots\dots\dots (A.32)$$

の関係を用いる。

A.5.2. フラックス項

Eq.(A.30) の右辺第 1 項も A.5.1. と同様に考えて、

$$A^i = (\rho_0 \bar{u}^i \bar{u}^j)_{,j} \dots\dots\dots (A.33)$$

とおき、

$$- \frac{1}{\rho_0} (\rho_0 \bar{u}^i \bar{u}^j)_{,ji} = - \frac{1}{\rho_0} A^i_{,i} = - \frac{1}{\rho_0} (A^1_1 + A^2_2 + A^3_3), \dots\dots\dots (A.34)$$

の関係を用いて展開する。

A.5.3. 浮力項

Eq.(A.30) の右辺第 2 項は、以下のように展開される。

$$\begin{aligned} \left\{ \frac{\partial \bar{x}^3}{\partial x^3} \cdot g \left(\frac{\theta'}{\theta_0} + 0.61 Q'_v - Q_w \right) \right\}_{,3} &= \frac{\partial}{\partial \bar{x}^3} \left\{ \frac{\partial \bar{x}^3}{\partial x^3} \cdot g \left(\frac{\theta'}{\theta_0} + 0.61 Q'_v - Q_w \right) \right\} \\ &= \frac{\partial}{\partial \bar{x}^3} \left\{ \frac{H}{H - Z_g} \cdot g \left(\frac{\theta'}{\theta_0} + 0.61 Q'_v - Q_w \right) \right\} \dots\dots\dots (A.35) \end{aligned}$$

A.5.4. 拡散項

Eq.(A.30) の右辺第 3 項も A.5.1. と同様に考えて,

$$B^i = (\rho_0 \bar{F}^{ij})_{,j} \dots\dots\dots (A.36)$$

とおき,

$$\frac{1}{\rho_0} (\rho_0 \bar{F}^{ij})_{,ji} = \frac{1}{\rho_0} B^i_{,i} = \frac{1}{\rho_0} (B^1_{,1} + B^2_{,2} + B^3_{,3}), \dots\dots\dots (A.37)$$

の関係を用いて展開する.

A.5.5. 時間変化項

Eq.(A.30) の右辺第 4 項は 1 階のテンソルを共変微分することにより,

$$\begin{aligned} & -\frac{\partial}{\partial t} \left\{ \frac{1}{\rho_0} (\rho_0 \bar{u}^i)_{,i} \right\} = \\ & -\frac{\partial}{\partial t} \frac{1}{\rho_0} \left\{ \frac{1}{G^{1/2}} \frac{\partial}{\partial \bar{x}^1} (G^{1/2} \rho_0 \bar{u}^1) + \frac{1}{G^{1/2}} \frac{\partial}{\partial \bar{x}^2} (G^{1/2} \rho_0 \bar{u}^2) + \frac{\partial}{\partial \bar{x}^3} (\rho_0 \bar{u}^3) \right\}, \dots\dots\dots (A.38) \end{aligned}$$

と展開される.

A.6. 拡散係数

拡散係数の定義式である,

$$K_m = (C\Delta)^2 (\frac{1}{2} \bar{e}^{ij} \bar{e}_{ij})^{1/2}, \dots\dots\dots (A.39)$$

を計算するために, 共変成分 (\bar{e}_{ij}) を反変成分 (\bar{e}^{ij}) で表す. その際に,

$$\bar{e}_{ij} = G_{im} G_{jn} \bar{e}^{mn}, \dots\dots\dots (A.40)$$

の関係式を用いる.

$$\bar{e}_{11} = \bar{e}^{11} + 2G_{13} \bar{e}^{13} + (G_{13})^2 \bar{e}^{33}, \dots\dots\dots (A.41)$$

$$\bar{e}_{12} = \bar{e}^{12} + G_{23} \bar{e}^{13} + G_{13} \bar{e}^{23} + G_{13} G_{23} \bar{e}^{33}, \dots\dots\dots (A.42)$$

$$\bar{e}_{13} = G_{13} \bar{e}^{11} + G_{23} \bar{e}^{12} + G_{33} \bar{e}^{13} + (G_{13})^2 \bar{e}^{13} + G_{13} G_{23} \bar{e}^{23} + G_{13} G_{33} \bar{e}^{33}, \dots\dots\dots (A.43)$$

$$\bar{e}_{21} = G_{2m} G_{1n} \bar{e}^{mn} = \bar{e}_{12}, \dots\dots\dots (A.44)$$

$$\bar{e}_{22} = \bar{e}^{22} + 2G_{23} \bar{e}^{23} + (G_{23})^2 \bar{e}^{33}, \dots\dots\dots (A.45)$$

$$\bar{e}_{23} = G_{13} \bar{e}^{21} + G_{23} \bar{e}^{22} + G_{33} \bar{e}^{23} + G_{23} G_{13} \bar{e}^{13} + (G_{23})^2 \bar{e}^{23} + G_{23} G_{33} \bar{e}^{33}, \dots\dots\dots (A.46)$$

$$\bar{e}_{31} = G_{3m} G_{1n} \bar{e}^{mn} = \bar{e}_{13}, \dots\dots\dots (A.47)$$

$$\bar{e}_{32} = G_{3m} G_{2n} \bar{e}^{mn} = \bar{e}_{23}, \dots\dots\dots (A.48)$$

$$\bar{e}_{33} = (G_{31})^2 \bar{e}^{11} + 2G_{13} G_{23} \bar{e}^{12} + 2G_{13} G_{33} \bar{e}^{13} + (G_{23})^2 \bar{e}^{22} + 2G_{23} G_{33} \bar{e}^{23} + (G_{33})^2 \bar{e}^{33}. \dots\dots (A.49)$$

付録

B. 詳細な雲の微物理過程を考慮した雲物理モデルの詳細

B.1. 降水粒子

降水粒子としては、水滴、雹、霰、氷晶を考える。水滴、雹、霰はその大きさに依らず、球形であると仮定し、半径によって 2×10^{-4} [cm] から 5.19 [cm] まで 45 のクラスに細分する。密度は水滴が $\rho_w = 1.0$ [gcm $^{-3}$]、雹が $\rho_h = 0.9$ [gcm $^{-3}$]、霰が $\rho_g = 0.3$ [gcm $^{-3}$] とする。クラス L に属する粒子の半径 $r(L)$ は

$$r(L) = r_0 \exp\left(\frac{L-1}{DJ}\right) \dots\dots\dots (B.1)$$

である。小さい粒子領域で成長が早いことから、小粒子部分を細かく分けうる指数分布を用いた。 $r_0 = 2 \times 10^{-4}$ [cm], $DJ = 4.329$ である。

また水滴はその大きさによって雲粒 (2×10^{-4} [cm] \sim 3.2×10^{-3} [cm]), 霧雨 (3.2×10^{-3} [cm] \sim 3.2×10^{-2} [cm]), 雨粒 (3.2×10^{-2} [cm] \sim) に分類する。

氷晶の形は気温と湿度によって様々であるが、本モデルでは円盤型を仮定し密度は 0.1 [gcm $^{-3}$] とする。半径により 2×10^{-3} [cm] から 2.05 [cm] まで 21 クラスに、厚みにより 5 クラスに細分化する。Nakaya¹⁵⁾ により、厚さは最小のもので 1×10^{-3} [cm] とする。半径のクラスを I , 厚みのクラスを K とすると、氷晶の半径 r_i と厚み h はそれぞれ次式で与えられる。

$$r_i(I) = r_{i0} \cdot \exp\left(\frac{I-1}{DI}\right) \dots\dots\dots (B.2)$$

$$h(I, K) = h_0 \exp\left(\ln \frac{K-1}{DK(r_i)}\right) \dots\dots\dots (B.3)$$

ここで $r_{i0} = 2 \times 10^{-3}$ [cm], $DI = 2.885$, $h_0 = 1 \times 10^{-3}$ [cm], $DK(r_i) = (K_{max} - 1)/(\ln \frac{2r_i}{h_0})$ である。

DJ , DI の値は Berry⁵⁾ をもとに衝突の計算の誤差が最小になるような値に決定されている。

B.2. 微物理過程

本モデルの微物理過程は、大きく分けて、凝結過程、衝突併合過程、凍結・着氷過程、融解過程の 4 つからなる。ここでは、モデル内で用いている微物理過程の基礎方程式および数値計算上のテクニックを解説する。

B.2.1. 凝結過程

凝結過程は大気中の水蒸気が拡散過程によって降水粒子に運ばれたり、逆に降水粒子から放出される過程であり、降水粒子を作る過程と降水粒子を凝結によって成長させる過程すなわち、凝結核と氷晶核の活性化 (nucleation), 水滴と氷粒 (氷晶・霰・雹) の凝結 (vapor diffusion) による成長に細分化される。

(a) 凝結核の活性化 (Nucleation)

本モデルの初期凝結核濃度は海洋性の雲の場合 100 [cm $^{-3}$], 大陸性の雲の場合 500 [cm $^{-3}$] とした。凝結核が活性化して雲粒をつくる過程の計算にはそれだけで膨大な時間を要するので、Takahashi²¹⁾ の計算し

た雲底付近の粒径分布をもつ雲粒が瞬時に生じると仮定する。また気塊が不飽和の場合には雲粒は蒸発し凝結核が放出される。

また、水蒸気が氷に対して過飽和であるとき、氷晶核の活性化 (nucleation of ice particles) により氷晶ができる。凝結核の活性化の時と同様、純粋な水滴や水蒸気から初期の氷晶になる過程 (homogeneous nucleation of ice particles) は非常に低温、高過飽和度が要求される。純粋な水滴が氷晶になるためには、気温が -40°C 以下であることが理論的に必要であるし、水蒸気から初期氷晶になるためには気温 -65°C 、過飽和度 1000% という条件が必要となる。しかし、実際には水滴の場合と同様、空気中の微粒子を核として -40°C でも氷晶核は活性化して氷晶を作る。この過程を heterogeneous nucleation of ice particles と言う。この過程は、水蒸気から直接粒子の上に氷晶が成長する場合 (deposition nucleation)、何らかの核が過冷却水中を漂って起こる場合 (immersion freezing)、凝結核が活性化してできた水滴が凍る場合 (condensation nucleation)、水滴が粒子に接触するときに凍結する場合 (contact nucleation) 等に分類される。これらのうち deposition nucleation と immersion freezing を表現するために、氷晶核の活性化割合の概念と、霰や雹のうち半径が $2 \times 10^{-3}[\text{cm}]$ 以下のものは氷晶核として振るまい、水蒸気を取り込んで氷晶を生成することをモデル中に取り入れた。これは Nakaya¹⁵⁾ や Auer³⁾ らが観測した氷晶の中心に存在する半径 $2 \times 10^{-3}[\text{cm}]$ 以下の球形の粒子を考慮したものである。

Contact nucleation と condensation nucleation は (a) で説明する。

本モデルの氷晶核の活性化の割合 ξ_n は、Fletcher⁷⁾ に従い温度の関数とし次式で計算した。

$$\xi_n = \xi_0 \exp[\alpha(273 - T)] \dots\dots\dots (\text{B.4})$$

ここで $\xi_0 = 10^{-8}$ 、 $\alpha = 0.6 \text{ K}^{-1}$ である。しかしこのままでは -15°C で 1 l あたり 0.1 個の割合となり小さすぎるので、 $\xi_0 = 10^{-7}$ としている。またこの過程によって生じる氷晶の初期粒径分布は平均値 $5 \times 10^{-3}[\text{cm}]$ 、分散 $3 \times 10^{-8}[\text{cm}^2]$ のガウス分布で与えた。逆に氷晶、霰、雹が昇華すれば氷晶核が放出される。

上述した氷晶核に加えて、半径が $2 \times 10^{-3}[\text{cm}]$ より小さい霰・雹や 2 次氷晶芽と呼ばれるものが氷晶核として振る舞う。ここで 2 次氷晶芽とは Hallet and Mossop⁹⁾ によって実験的に確かめられた、霰と大きな水滴の衝突の際に過冷却な水滴内部に氷の層が走り分裂することによってできると考えられている氷晶核のことである。これは氷の層が気温によって左右されるので、 -4°C から -7°C の間に限られた現象とし、2 次氷晶芽のできる確率は 1 回の衝突あたり 0.003 とした。これらの氷晶核として振る舞うものが氷に対して過飽和な状態に存在すれば、全て nucleation するものとした。

(b) 凝結による成長 (Vapor Diffusion)

まず、凝結過程の基礎式を展開する。以下では水滴の凝結成長の基礎式を誘導するが、雹、霰の凝結成長も基本的に同様の方法で行われる。氷晶はその他の降水粒子とは異なり円盤状であり、凝結成長 (昇華) によって径方向に成長するとする。

d_f を水蒸気の拡散係数、 ρ_s を水滴表面での飽和水蒸気密度、 T_{∞} 、 T_r をそれぞれ水滴の周囲と表面の温度、 r_d を水滴半径、 K は空気熱伝導度、 L は潜熱で水滴への凝結の場合は $L_v = 595[\text{cal/g}]$ 、後で説明する氷への凝結の場合は $L_s = 667[\text{cal/g}]$ を用い、ここで過飽和度を $S = e_{\infty}(T_{\infty})/e_s(T_{\infty})$ とし、通風係数 C を乗ずると凝結により単位時間当たり増加する混合比が次式から求めることができる。

$$\frac{dm}{dt} = \frac{4\pi r_d C (S - 1)}{\frac{L^2 M}{K R T_{\infty}^2} + \frac{R T_{\infty}}{e_s(T_{\infty}) D_f M}} \dots\dots\dots (\text{B.5})$$

凝結が生じると、そのために潜熱が放出され飽和水蒸気混合比は大きくなる。したがって実際の凝結量は Eq.(B.5) で計算される値よりは少ない。本モデルではこの効果を考慮して Asai²⁾ の方法により凝結量を修正した。実際の凝結量は Eq.(B.5) を用いて計算される量の γ 倍になる。 γ は次式で表わされる

$$\gamma = \left[1 + \frac{L^2 Q_{vs}}{c_p R_v T^2} \right]^{-1} \quad \text{..... (B.6)}$$

ここで Q_{vs} は飽和水蒸気混合比、 R_v は水蒸気に対する気体定数である。

氷晶が凝結成長する方程式は、物体が静電気を帯びる電荷帯電現象と同様に扱うことで、以下のような式となる。

$$\frac{dm}{dt} = \frac{4\pi C C_o (S-1)}{\frac{L^2 M}{K R T_\infty^2} + \frac{R T_\infty}{e_s(T_\infty) D_f M}} \quad \text{..... (B.7)}$$

ここで、 C_o は容量であり、円盤の時には

$$C_o = \frac{2r}{\pi} \quad \text{..... (B.8)}$$

である。

これらの凝結成長の方程式を用いて、質量保存則を満たしながら凝結成長を計算する方法を以下に述べる。

降水粒子は B.1. で述べたように多数のクラス分け (種類・大きさ) がなされており、限られた過飽和水蒸気混合比で全ての降水粒子が凝結成長できるわけではない。そこで、全降水粒子の全クラスが凝結および Nucleation を行ったときに必要な水蒸気混合比の量を

$$Q_{total} = \sum_x \frac{dQ_x}{dt} \cdot dt = \sum_x \left[\int_0^\infty \frac{dm}{dt} \right]_x \cdot dt \quad \text{..... (B.9)}$$

として求めておく。ここで x は降水粒子の種類である。その上で、過飽和水蒸気混合比の必要な水蒸気混合比に対する比

$$\alpha = \frac{Q_v}{Q_{total}} \quad \text{..... (B.10)}$$

にしたがって、それぞれの降水粒子の凝結による成長量および Nucleation により生成される量を

$$\frac{dm_{real}}{dt} = \alpha \frac{dm}{dt} \quad \text{..... (B.11)}$$

として、決定する。

また、降水粒子は離散的にクラス分けされているので凝結により降水粒子が成長した時には、成長量に応じて水滴の数と質量を保存した上でクラスを変える必要が生じる。これを Kovetz and Olund¹²⁾ のスキームで行う。その方法を以下に述べる。

クラス i ($1 \sim i_{max}$) の水滴の半径を r_i 、数密度を $N(r_i)$ とする。半径 r_n の水滴が凝結成長して $r_n + \Delta r_n$ なる半径になったとする。いまこの半径 $r_n + \Delta r_n$ が

$$r_{i-1} < r_n + \Delta r_n < r_i \quad \text{..... (B.12)}$$

の範囲にあるとする。この水滴をクラス $i-1$ に

$$\frac{(r_n + \Delta r_n)^3 - r_{i-1}^3}{r_i^3 - r_{i-1}^3} \times N(r_n) \quad \text{..... (B.13)}$$

クラス i に

$$\frac{r_i^3 - (r_n + \Delta r_n)^3}{r_i^3 - r_{i-1}^3} \times N(r_n) \dots\dots\dots (B.14)$$

に振り分ける。これにより凝結成長した水滴の数と質量が保存できる。よって凝結成長後の数密度 $N'(r_i)$ は次式で表される

$$N'(r_i) = \sum_{n=1}^i G(n, i) \cdot N(r_n) \dots\dots\dots (B.15)$$

$$G(n, i) = \begin{cases} \frac{(r_n + \Delta r_n)^3 - r_{i-1}^3}{r_i^3 - r_{i-1}^3} & (r_{i-1}^3 < (r_n + \Delta r_n)^3 \leq r_i^3) \\ \frac{r_i^3 - (r_n + \Delta r_n)^3}{r_i^3 - r_{i-1}^3} & (r_i^3 < (r_n + \Delta r_n)^3 \leq r_{i+1}^3) \\ 0 & (\text{その他の場合}) \end{cases}$$

蒸発して小さくなる場合は次式を用いる。

$$N'(r_i) = \sum_{n=i}^{i_{\max}} G(n, i) \cdot N(r_n) \dots\dots\dots (B.16)$$

B.2.2. 衝突併合過程 (Coalescence, Aggregation)

ここでは、水滴同志の衝突による成長 (coalescence) と氷晶同志の衝突による成長 (aggregation) について説明する。この過程による成長は、前述した凝結過程が、粒径の小さな降水粒子に対して支配的成長要因であるのに対し、粒径の大きな降水粒子に対して支配的に作用する。

まず、衝突 (collection) の基礎式を展開する。いま体積 u と体積 $v-u$ の2水滴が衝突して体積 v の水滴が形成されたとすると、体積 v をもつ水滴の数密度 $n(v, t)$ の時間変化は、

$$\begin{aligned} \frac{\partial n(v, t)}{\partial t} = & \frac{1}{2} \int_0^v n(v, t) V(v-u|u) n(v-u, t) du \\ & - \int_0^\infty n(v, t) V(v|u) n(u, t) du \dots\dots\dots (B.17) \end{aligned}$$

ここで $V(v|u)$ は衝突因子 (collection kernel) である。Eq.(B.17) の右辺第1項は体積 v の水滴が形成される割合、第2項は体積 v の降水粒子が他の大きさの降水粒子と衝突併合して体積 v でなくなる割合である。第1項を2で割っているのは u と $v-u$ の衝突と $v-u$ と u の衝突を結果的に重複して数えているためである。

水滴の場合には、 $V(v|u) = \pi R^2 E(R|r)^2 \cdot \Delta U(R, r) \xi$ とする。ここで R は大水滴の半径、 r は小水滴の半径である。 $E(R|r)$ は衝突係数 (collection efficiency) であり、大水滴の中心から半径 Y_c 以内にある小水滴がすべて補足されるとき、 $E(R|r) = Y_c/R$ で定義される。 ξ は付着係数であり、衝突した水滴が併合せずにはねかえったり、衝突によって分裂することを表現したものである。水滴の付着係数は1とした。 $\Delta U(R, r)$ は大水滴と小水滴の落下速度の差である。水滴の衝突係数は半径が $3 \times 10^{-3} [\text{cm}]$ 以下の粒子には Klett and Davis¹¹⁾ の値、それより大きな粒子には Shafirir and Neiburger²⁰⁾ の値を用いる。また大きさがほぼ等しい粒子同士の衝突の場合は Woods and Mason²³⁾ の値により修正し、大きさが非常に異なる粒子同士の場合は Beard and Grover⁴⁾ の値により修正した。

次に、降水粒子は離散的にクラス分けされているため必要な数値計算上のテクニックを述べる。これは Berry⁵⁾ のスキームと言われるものである。クラス N の水滴 (半径 $r(N)$) が併合によってクラス L の水滴

(半径 $r(L)$) をつくるためには、仮想的なクラス DM の水滴 (半径 $r(DM)$) と衝突しなければならない。このとき質量が保存されるので次式が成り立つ

$$\frac{4}{3}\pi\rho_w r(N)^3 + \frac{4}{3}\pi\rho_w r(DM)^3 = \frac{4}{3}\pi\rho_w r(L)^3 \quad \text{..... (B.18)}$$

$$r(N)^3 + r(DM)^3 = r(L)^3 \quad \text{..... (B.19)}$$

これを変形することによって DM は次式で表わされる

$$DM = L + \frac{DJ}{3} \ln(1 - \exp \frac{3(N-L)}{DJ}) \quad \text{..... (B.20)}$$

次に、クラス N の水滴と、クラス DM の水滴との衝突因子を求める。クラス N の水滴とクラス L, L-1, L-2 の水滴との衝突因子をそれぞれ $DK(L-N)$, $DK(L-1-N)$, $DK(L-2-N)$ とすると、三点内挿法よりクラス N の水滴とクラス DM の水滴の衝突因子は

$$DK(DM|N) = DK(L) + (L - DM) \{-1.5DK(L) + 2DK(L-1) + 0.5DK(L-2)\} \\ + \frac{1}{2}(L - DM)^2 \{DK(L) - 2DK(L-1) + DK(L-2)\} \quad \text{..... (B.21)}$$

となる。続いてクラス DM の水滴の数密度 $n(DM)$ を 4 点内挿法により求める。 $L-1 \leq DM$ の場合、 $P = DM - (L-1)$ とし、

$$n(DM) = -\frac{P(P-1)(P-2)}{6} n(L-2) + \frac{(P^2-1)(P-2)}{2} n(L-1) \\ - \frac{P(P+1)(P-2)}{2} n(L) + \frac{P(P^2-1)}{6} n(L+1) \quad \text{..... (B.22)}$$

$L-2 \leq DM < L-1$ の場合、 $P = DM - (L-2)$ とし

$$n(DM) = -\frac{P(P-1)(P-2)}{6} n(L-3) + \frac{(P^2-1)(P-2)}{2} n(L-2) \\ - \frac{P(P+1)(P-2)}{2} n(L-1) + \frac{P(P^2-1)}{6} n(L) \quad \text{..... (B.23)}$$

$DM \leq L-2$ となることはありえない。

(B.21), (B.22), (B.23) の各式で計算される数密度と衝突因子を用いて Eq.(B.17) を変形すると、クラス L の水滴の単位時間あたりの変化の割合は、次式で表される。

$$\frac{\partial n(L)}{\partial t} = \sum_{N=1}^{L-1} \exp(\frac{3(L-DM)}{DJ}) \cdot n(DM) \cdot DK(DM|N) \cdot n(N) \\ - \sum_{N=1}^{N_{max}} n(N) \cdot DK(N|L) \cdot n(L) \quad \text{..... (B.24)}$$

ここで、

$$\frac{dDM}{dL} = \exp(\frac{3(L-DM)}{DJ}) \quad \text{..... (B.25)}$$

は DM の密度関数として求められているものを L の密度関数にするために乗じてある。

水滴と同様、着氷していない氷晶、すなわち最も薄いクラスの氷晶は衝突併合過程によって径方向に成長する。氷晶の衝突併合の計算では、衝突因子は氷晶のゆらぎによる付着を考慮して以下のように表す。

$$DK(x|y) = \left[\pi r(x)^2 E(x|y)^2 (V(x) - V(y)) + (r(x) + r(y))^2 2\sigma^* (2\pi)^{\frac{1}{2}} \right] \xi_s \dots\dots\dots (B.26)$$

ここで $r(x)$, $r(y)$ は雪辺 x , y の半径, $E(x|y)$ は衝突係数であり, 水滴どうしの衝突の場合と同様に計算する. $V(x)$, $V(y)$ はそれぞれの落下速度, σ^* はゆらぎの標準偏差である. このゆらぎに関する項は Sasho¹⁹⁾ が観測した, 落下中の雪片のステレオ写真から求められたゆらぎ速度がガウス分布をしており標準偏差が 5[cm/s] であったことを用いている. ξ_s は付着係数であり, Hosler et al,¹⁰⁾ の実験結果より氷飽和において,

$$\xi_s = \exp\left(-\frac{273-T}{7}\right) \dots\dots\dots (B.27)$$

で計算する.

氷晶に関する Berry⁵⁾ のスキームは水滴に関するものとはほぼ同様であるが, 氷晶が円盤状であり, 径方向に成長することを考慮して仮想クラスの数計算が異なる. すなわち,

$$DM = L + \frac{DJ}{2} \ln\left(1 - \exp\frac{2(N-L)}{DJ}\right) \quad (B.28)$$

$$\frac{dDM}{dL} = \exp\left(\frac{2(L-DM)}{DJ}\right) \dots\dots\dots (B.29)$$

を用いる.

B.2.3. 凍結・着氷過程 (Freezing・Riming)

凍結過程とは (a) で述べた condensation nucleation と contact nucleation のことであり, 着氷過程とは大気中の氷晶, 霰および雹が小さな水滴と衝突した時にその水滴を取り込んで成長することである. モデル中では水滴の落下速度が氷の落下速度より早いときには contact nucleation が起こり, その逆の時には着氷が起こるとしている.

(a) 凍結過程

Condensation Nucleation は Vali²²⁾ の凍結確率により表現されている. 氷点下の水滴の一部は凍結するが, Vali はその割合 ξ_v は気温 T [K] の関数であるとし, 実験によってこの関数を以下のように求めた.

$$\xi_v = x_w \exp[-0.66(T - 273) - 1.0] \dots\dots\dots (B.30)$$

ここで x_w は水滴の質量である. モデルでは, この過程で凍結した水滴は同じ半径をもつ雹となるとした.

Contact nucleation は大きな過冷却水滴と小さな氷晶との衝突によって起こる. 氷晶と水滴の衝突の計算は衝突係数の値の他は B.2.2. で述べた水滴同士の衝突併合の計算と同様に行う. 氷晶と水滴の衝突係数は Pitter and Pruppacher¹⁸⁾ の室内実験値と Ono¹⁶⁾ の野外観測値を修正して求めた. 氷晶の半径が 1×10^{-2} [cm] より小さいか, 水滴の半径が 5×10^{-4} [cm] より小さい場合は衝突係数は 0 とした.

凍結水滴のうち半径が 2×10^{-3} [cm] を越える大きなものは密度が 0.7 [gcm⁻³] 以上の時は雹, 0.7 [gcm⁻³] より小さい時は霰のクラスに入れる. 半径が 2×10^{-3} [cm] より小さなものは氷晶核として振る舞う. Macklin¹³⁾ により凍結水滴の密度 ρ_g は凍結したときの落下速度と表面の温度に依存し,

$$\ln \rho_g = 0.77 \ln Z_m - 2.3 \dots\dots\dots (B.31)$$

$$Z_m = \frac{\bar{\tau} V_s}{(T_0 - T_s) 10^2}$$

により計算される. ここで $\bar{\tau}$ はその体積が中央値であるような水滴の直径, V_s は水滴の落下速度, T_0 は 273 [K], T_s は凍結水滴の表面温度である. 凍結水滴の表面温度は Mason¹⁴⁾ を参考に計算する.

$$K_a(T_s - T_a) + \rho_a L_v D_f [Q_{vs}(T_s) - Q_{vs}(T_a)] = \frac{L_f}{4\pi r_g C_g} \frac{\delta m}{\delta t} \dots\dots\dots (B.32)$$

ここで T_a は空気の温度, K_a は空気の熱伝導度, L_v は蒸発の潜熱, D_f は水蒸気の拡散係数, $\delta m/\delta t$ は単位時間あたりの霰の質量増加量である.

(b) 着氷過程

小さな水滴と大きな氷晶の衝突あるいは水滴と雹, 霰の衝突により氷晶, 雹, 霰は水滴を取り込み成長する. この過程を着氷過程 (riming) と呼ぶ. 着氷に関する衝突の計算は (a) の contact nucleation の時と全く同じである.

氷晶は着氷過程により厚さを増し, Cotton⁶⁾ にしたがって, 厚さが径に等しくなれば霰のクラスに入れる. 霰が着氷過程により成長し密度を変えて $0.7[\text{g cm}^{-3}]$ より大きくなった場合には雹のクラスに入れる. 密度の計算は (a) で展開した, 落下速度と表面温度から求めるものを用いる.

B.2.4. 融解過程 (Melting)

落下する雹, 霰, 氷晶は 0°C 層を横切る瞬間から融解を始める. 融解を始めた降水粒子が完全に融けきるまでに要する時間と落下距離は粒子の大きさにより計算される. この落下距離を経過時間で割ったものは限界落下速度として知られている.

限界落下速度は, 粒子の大きさと周りの気温により求められるものである. 0°C 層以下のある高度における粒子の落下速度とその気温における限界落下速度を比較して, 粒子の落下速度が限界落下速度より大きければ粒子は融解しておらず, 粒子の落下速度が限界落下速度と一致したところで完全に融解したものとする.

限界落下速度は霰, 雹に対しては次式で

$$V_g^* = \left[\frac{1}{6} + \frac{K_w}{3C_g(K_a + L_v D_f \beta)} \right]^{-1} \frac{K_w}{L_f \rho_g r_g^2} \int (T_a - 273) dz \dots\dots\dots (B.33)$$

雪に対しては次式で計算される

$$V_i^* = \left[1 + \frac{2\pi r_i}{h} \frac{K_w}{C_i(K_a + L_v D_f \beta)} \right]^{-1} \frac{8K_w}{L_f \rho_i h^2} \int (T_a - 273) dz \dots\dots\dots (B.34)$$

ここで h は雪の厚み, K_a , K_w はそれぞれ空気と水の熱伝導度, L_v , L_f は蒸発と融解の潜熱である.

しかし実際に風洞内での融解を観察すると, 氷はその落下中に融解氷球の上部に移り, 下部に水の対流が見られる. このため熱は水中で早く放出され計算値の半分の時間で完全に融解する. この効果を考え本モデルにおいても限界落下速度の値に 2 を掛けて用いている.

参 考 文 献

- 1) 池田峰雄 (1975): 現代ベクトル解析とその応用, コロナ社
- 2) Asai, T.: A Numerical Study of the Air-mass Transformation over the Japan Sea in Winter, *J. Meteor. Soc. Jpn.*, 43, pp.1-15.
- 3) Auer, A.H.J. (1971): Observations of Ice Crystal Nucleation by Droplet Freezing in Natural Cloud, *J. Atmos. Sci.*, 28, pp.285-290.

- 4) Beard, K.V. and S.N. Grover (1974) : Numerical Collision Efficiencies for Small Raindrops Colliding with Micron-size Particles, *J. Atmos. Sci.*, 31, pp.543-550.
- 5) Berry, E.X. (1967) : Cloud Droplet Growth by Collection, *J. Atmos. Sci.*, 24, pp.688-701.
- 6) Cotton, W.R. (1972) : Numerical simulation of precipitation development in super-cooled nucleii Part II, *Mon. Wea. Rev.*, 100, pp.764-784.
- 7) Fletcher, N.H. (1962) : The Physics of Rainclouds, *Cambridge University Press*, p.386.
- 8) Gal-Chen, T. and R.C.J. Somerville (1975) : On the Use of a Coordinate Transformation for the Solution of the Navier-Stokes Equations, *J. Comput. Phys.*, 17, pp.209-228.
- 9) Hallet, J. and S.C. Mossop (1974) : Production of Secondary Ice Particles During the Riming Process, *Nature*, 249, pp.26-28.
- 10) Hosler, C.L., D.C. Jensen and P.L. Goldshlak (1957) : On the Aggregation of Ice-crystal to From Snow, *J.Meteor.*, 14, pp.415-420.
- 11) Klett, J.D. and M.H. Davis (1973) : Theoretical Collision Efficiencies of Cloud Droplets at Small Reynolds Number, *J. Atmos. Sci.*, 30, pp.107-117.
- 12) Kovetz, A. and B. Olund (1969) : The Effect of Coalescence and Condensation on Rain Formation in a Cloud of Finite Vertical Exten, *J. Atmos. Sci.*, 26, pp.1060-1065.
- 13) Macklin W.C. (1962) : Accretion in mixed clouds, *Quart. J. Roy. Meteor. Sci.*, 87, pp. 30-50.
- 14) Mason, B.J. (1956) : On the melting of hailstones, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 80, pp. 209-216.
- 15) Nakaya, U. (1954) : Snow Crystals, Natural and Artificial, *Harvard University Press*, p.510.
- 16) Ono, A. (1969) : The shape and riming properties of ice crystals in natural clouds, *J. Amos. Sci.*, 26, pp. 138-147.
- 17) Pielke, R.A. (1984) : Mesoscale Meteorological Modeling, *Academic Press*, pp.102-127.
- 18) Pitter, R.L. and H.R. Pruppacher (1974) : A numerical investigation of collision efficiencies of simple ice plates colliding with supercooled water drops, *J. Atmos. Sci.*, 31, pp. 551-599.
- 19) Sasho, Y. (1971) : Study of the Formation of Precipitation by the Aggregation of Snow Particles and Accretion of Cloud Droplets on Snowflakes, *Pap. Meteor. Geophys*, 22, pp. 69-142.
- 20) Shafrir, O. and M. Neiburger (1963) : Collision Efficiencies of Two Spheres Falling in a Viscous Medium, *J. Geophys. Res.*, 68, pp.4141-4148.
- 21) Takahashi, T. (1976) : Warm rain, giant nuclei and chmical balance, *J. Atmos. Sci.*, 33, pp.269-286.
- 22) Vali, G. (1968) : Ice Nuclei Relative to Formation of Hail, *Sci. Rept. MW-58, Stormy Weather Group*, McGill University Montreal Canada, p.51.
- 23) Woods, J.D. and B.J. Maison (1964) : Experimental Determination of Collection efficiencies for Small Water Droplent in Air, *J. Roy. Meteor. Soc.*, 90, pp.373-381.